

EESTI VABARIIGI TARTU ÜLIKOOLI
TOIMETUSED

ACTA ET COMMENTATIONES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
(DORPATENSIS)

A
MATHEMATICA, PHYSICA, MEDICA

IX

TARTU 1926

EESTI VABARIIGI TARTU ÜLIKOOLI
TOIMETUSED

ACTA ET COMMENTATIONES
UNIVERSITATIS TARTUENSIS
(DORPATENSIS)

A

MATHEMATICA, PHYSICA, MEDICA

IX

TARTU 1926

Sisukord. — Contenta.

1. **Edgar Krahn.** Über Minimaleigenschaften der Kugel in drei und mehr Dimensionen.
 2. **A. Mieler.** Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Pirisaar in dem Zeitraum von 1682 bis 1900.
 3. **Michael Haltenberger.** Der wirtschaftsgeographische Charakter der Städte der Republik Eesti.
 4. **J. Rumma.** Die Heimatforschung in Eesti.
 5. **Michael Haltenberger.** Der Stand des Aufnahme- und Kartenwesens in Eesti.
 6. **Michael Haltenberger.** Landeskunde von Eesti. I. Die physische Struktur des Landes.
 7. **A. Tammekann.** Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes.
 8. **Karl Frisch.** Ein Versuch das Embachhochwasser im Frühling für Tartu (Dorpat) vorherzubestimmen.
-

ÜBER MINIMALEIGENSCHAFTEN DER KUGEL IN DREI UND MEHR DIMENSIONEN

VON

EDGAR KRAHN

TARTU-DORPAT 1926

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

Inhalt.

	S.
Einleitung	5
§ 1. Die isoperimetrische Eigenschaft der Kugel	6
§ 2. Die isoperimetrische Eigenschaft der n -dimensionalen Kugel	20
§ 3. Über das Minimum des ersten Eigenwertes der Differentialgleichung $\Delta^n + \lambda u = 0$	39
§ 4. Das Minimum des zweiten Eigenwertes derselben Differentialgleichung.	43

Bei der Frage nach dem kleinsten Werte eines mehrfachen Integrales bei einer oder mehreren Nebenbedingungen kommt man zu einer Problemstellung, die bei einfachen Integralen nicht auftritt. Es ist die Frage nach der Form des Gebietes, über das die Integration zu erstrecken ist, damit das Integral den kleinsten Wert annehme. Die Lösung gestaltet sich am einfachsten, falls unter dem Integral keine Ableitungen der unbekannten Funktion vorkommen oder falls es gelingt durch eine Variablentransformation dieses zu erreichen. Der Beweis der isoperimetrischen Eigenschaft der Kugel beruht darauf, dass solch eine Zurückführung auf ein Variationsproblem ohne Ableitungen der unbekannten Funktion möglich ist. In der vorliegenden Arbeit soll gezeigt werden, wie sich die Art der Lösung dieses für Doppelintegrale behandelten Problemes einerseits auf mehrfache Integrale und andererseits auf ein verwandtes Problem übertragen lässt. Dabei wird ein teilweise neuer Beweis für die isoperimetrische Eigenschaft der Kugel gegeben, der sich eng an die Beweise von H. A. Schwarz und L. Tonelli¹⁾ anlehnt und unter denselben Voraussetzungen ausgeführt wird, wie derjenige von Schwarz. Der Beweis wird dann auf den Fall einer beliebigen Anzahl von Dimensionen verallgemeinert. Mit Hilfe des gefundenen Satzes wird sodann gezeigt, dass das Gebiet, für welches der erste Eigenwert der Differentialgleichung

$$\Delta u + \lambda u = 0 \quad \Delta \equiv \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_2^2} + \dots + \frac{\partial^2}{\partial x_n^2}$$

bei der Randbedingung $u = 0$ den kleinsten Wert annimmt, wenn zum Vergleich nur inhaltsgleiche n -dimensionale Gebiete zugelassen werden, die n -dimensionale Sphäre ist. Dieser Satz, zu-

1) H. A. Schwarz. Beweis des Satzes, dass die Kugel kleinere Oberfläche besitzt, als jeder andere Körper gleichen Volumens. Göttinger Nachrichten 1884.

L. Tonelli. Sulla proprietà di minimo della sfera. Rendiconti del Circ. Mat. di Palermo. Bd. 39 (1915).

sammen mit dem Satze, der das Gebiet angibt, für welches der zweite Eigenwert derselben Differentialgleichung am kleinsten ist, bildet das eigentliche Ziel dieser Arbeit¹⁾.

Ich möchte nicht unterlassen Herrn Prof. R. Courant für die reiche Anregung und das Interesse, das er dieser Arbeit entgegengebracht hat, meinen Dank auszusprechen²⁾.

§ 1.

In diesem Paragraphen soll der Satz bewiesen werden, dass die Kugel eine kleinere Oberfläche hat, als jeder andere Körper gleichen Volumens, der ganz im Endlichen liegt und von endlich vielen Stücken analytischer Flächen (analytisch mit Einschluss des Randes) begrenzt ist, die längs analytischer Kurven aneinander stossen.

Es sei eine beliebige geschlossene Fläche F gegeben, die diesen Voraussetzungen genügt.

Diese Fläche soll in einem rechtwinkligen Koordinatensystem xyz so hingestellt sein, dass für alle ihre Punkte $z > 0$ ist, dass kein ebenes Stück dieser Fläche parallel der xy -Ebene ist und kein der Fläche angehörendes Stück einer Geraden parallel der z -Achse ist.

Dieses lässt sich immer durch eine geeignete Drehung erreichen, wie man sich durch folgende Überlegung leicht überzeugt.

Man betrachte in einer Kugel alle diejenigen Radien, die parallel den Normalen der ebenen Flächenstücke der Fläche F sind, und ausserdem alle diejenigen Radien, die parallel den auf F liegenden Geraden oder endlichen Stücken von Geraden sind. Da die Endpunkte dieser Radien nicht die ganze Kugeloberfläche ausfüllen können, so können wir immer eine Richtung wählen, die mit keinem dieser Radien zusammenfällt, und legen in diese die z -Achse.

Nun zerlegen wir die Flächenstücke, aus denen F besteht, folgendermassen in Teile:

1) Es sei hier erwähnt, dass der eben angeführte Satz betreffend den ersten Eigenwert der Gleichung $\Delta u + \lambda u = 0$ für den Fall zweier unabhängiger Variablen bereits bewiesen ist, und zwar von G. Faber. Sitzungsberichte der Bay. Akad. d. Wiss. 1923 S. 169 und unabhängig davon vom Verfasser: Math. Annalen Bd. 94 S. 97.

2) Die vorliegende Abhandlung stellt einen Abdruck einer von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Göttingen angenommenen Inauguraldissertation dar.

1) nehmen wir eine Zerlegung vor, nach der z auf jedem Flächenstück eine eindeutige Funktion von x, y wird. Von der Möglichkeit solch einer Zerlegung überzeugen wir uns durch nachstehende Betrachtung. Die Projektion eines analytischen Flächenstückes erfülle ein Gebiet S der xy -Ebene. In einem Teilgebiete T von S sei die Koordinate z der Flächenpunkte eine zweideutige Funktion von x, y , im übrigen Teile von S eine eindeutige Funktion. Hat in T die Differenz zwischen beiden Werten z , die ein und demselben Wertepaare x, y entsprechen, eine von Null verschiedene untere Grenze, so sind die beiden Flächenstücke, deren Projektion T ist, durch ein in $S - T$ liegendes Flächenstück verbunden, auf dem z als Funktion von x, y eindeutig ist. Dieses letztere Flächenstück teilen wir dann durch eine analytische Kurve in zwei Teile, von denen der eine mit dem einen, der andere mit dem anderen über T liegenden Blatt verbunden ist. Durch diese Kurve ist dann die gewünschte Zerlegung des gegebenen Flächenstückes erfolgt.

Hat aber in T die Differenz beider Werte z , die einem Wertepaare x, y entsprechen, als untere Grenze Null, so hat das Flächenstück längs derjenigen Kurven, die den Randkurven von T entsprechen, Tangentialebenen, die senkrecht auf der xy -Ebene stehen (Stützebenen). Wir brauchen in diesem Falle nur diejenigen Kurven auf dem Flächenstück aufzusuchen, längs denen es von den Stützebenen berührt wird, und längs diesen Kurven die Fläche zu zerlegen.

Im Falle, wenn das Flächenstück so beschaffen ist, dass z eine mehr als zweideutige Funktion von xy ist, kann die Zerlegung ganz ähnlich geschehen, indem man die Anzahl der Mehrdeutigkeit schrittweise um eins vermindert.

2) Nun zerlegt man die erhaltenen Teile noch so, dass in jedem von ihnen nicht nur z eine eindeutige Funktion von x und y ist, sondern ausserdem entweder x als Funktion von y und z eindeutig oder aber y als Funktion von x und z eindeutig ist.

3) Man zerlegt die Fläche mit den Ebenen $z = \text{const.}$, die durch folgende Punkte gehen: a) durch alle Ecken der Fläche F ; b) durch die Punkte, in denen die Tangentialebene parallel der xy -Ebene ist; c) durch die Punkte, in denen die Kanten der Flächenstücke Tangenten besitzen, die parallel der xy -Ebene sind; d) durch die singulären Punkte der Kanten.

4) Auf jedem der nun erhaltenen Flächenstücke lässt sich

z als eindeutige Funktion von x und y darstellen. Jedes dieser Flächenstücke zerlegen wir längs denjenigen Kurven, längs denen $\frac{\partial z}{\partial x}$ oder $\frac{\partial z}{\partial y}$ unendlich wird.

Jetzt ist die Fläche F in endlich viele Teile F_i zerlegt, deren jedes sich in der Form

$$z = f_i(x, y)$$

darstellen lässt, wo f_i eindeutig ist.

Auf jedem Flächenstück F_i führen wir zwei unabhängige Koordinaten ein, deren eine die Koordinate z ist und die andere die Bogenlänge s_i der Kurve, die dem Schnitt von F_i mit einer Ebene $z = \text{const.}$ entspricht. s_i soll dabei vom Rande des Flächenstückes F_i gezählt werden. Falls kein Rand vorhanden, von dem aus man s_i messen kann, so verlegt man die Anfangspunkte dieser Koordinate auf eine längs der Fläche verlaufende analytische Kurve. Längs einer Kurve des Flächenstückes F_i , die $z = \text{const.}$ entspricht, durchläuft dabei s_i alle Werte von Null bis zu einem Werte $L_i(z)$.

Mit Hilfe der unabhängigen Koordinaten z und s_i lässt sich das Flächenstück F_i nun durch die Gleichungen

$$\begin{aligned} x &= x_i(z, s_i) \\ y &= y_i(z, s_i) \\ z &= z \end{aligned}$$

darstellen, wobei die Funktionen x_i und y_i analytisch sind.

Nun führen wir eine Grösse D_i ein, deren Betrag

$$|D_i| = \begin{vmatrix} \frac{\partial x_i}{\partial z} & \frac{\partial x_i}{\partial s_i} \\ \frac{\partial y_i}{\partial z} & \frac{\partial y_i}{\partial s_i} \end{vmatrix}$$

ist, und bestimmen das Vorzeichen von D_i so, dass es übereinstimmt mit demjenigen des cos des Winkels Z , den die äussere Flächennormale mit der z -Achse bildet. Zu dieser Festsetzung genügt die Betrachtung eines einzigen Flächenpunktes, da, bei Benutzung der üblichen Bezeichnungen

$$E = \left(\frac{\partial x_i}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial y_i}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial z_i}{\partial z}\right)^2; \quad G = \left(\frac{\partial x_i}{\partial s_i}\right)^2 + \left(\frac{\partial y_i}{\partial s_i}\right)^2 + \left(\frac{\partial z_i}{\partial s_i}\right)^2$$

$$F = \frac{\partial x_i}{\partial z} \cdot \frac{\partial x_i}{\partial s_i} + \frac{\partial y_i}{\partial z} \cdot \frac{\partial y_i}{\partial s_i} + \frac{\partial z_i}{\partial z} \cdot \frac{\partial z_i}{\partial s_i}$$

der genannte cos gleich

$$\cos Z = \frac{\begin{vmatrix} \frac{\partial x_i}{\partial z} & \frac{\partial x_i}{\partial s_i} \\ \frac{\partial y_i}{\partial z} & \frac{\partial y_i}{\partial s_i} \end{vmatrix}}{\sqrt{EG-F^2}} \quad \text{oder} = - \frac{\begin{vmatrix} \frac{\partial x_i}{\partial z} & \frac{\partial x_i}{\partial s_i} \\ \frac{\partial y_i}{\partial z} & \frac{\partial y_i}{\partial s_i} \end{vmatrix}}{\sqrt{EG-F^2}}$$

ist, und das Vorzeichen nur von der Wahl der Fortschreitungsrichtung von s_i abhängt.

Drückt man in

$$z = f_i(x, y)$$

x und y durch z und s_i aus, so findet man durch Differentiation

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} \cdot \frac{\partial x_i}{\partial z} + \frac{\partial f_i}{\partial y} \cdot \frac{\partial y_i}{\partial z} = 1$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} \cdot \frac{\partial x_i}{\partial s_i} + \frac{\partial f_i}{\partial y} \cdot \frac{\partial y_i}{\partial s_i} = 0.$$

Aus diesen Gleichungen findet man unter Beachtung von

$$\left(\frac{\partial x_i}{\partial s_i}\right)^2 + \left(\frac{\partial y_i}{\partial s_i}\right)^2 = 1$$

die Beziehung

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial y}\right)^2 = \frac{1}{D_i^2}.$$

Da die linke Seite dieser Gleichung stetig ist und höchstens in isolierten Punkten oder am Rande von F_i unendlich wird, so verschwindet D_i höchstens in isolierten Punkten oder am Rande von F_i .

Versteht man unter einer das Flächenstück F_i approximierenden Polyederfläche solch eine, deren Punkte sich umkehrbar eindeutig und stetig den Punkten von F_i so zuordnen lassen, dass der Abstand zweier entsprechender Punkte kleiner als eine beliebig vorgegebene Zahl ε ist, so soll als Flächeninhalt J_i von F_i die untere Grenze der Oberflächeninhalte aller F_i approximierenden Polyederflächen definiert werden, die man erhält, wenn man ε gegen Null streben lässt¹⁾.

Für die in diesem Paragraphen betrachteten Flächenstücke

1) Vgl. H. Lebesgue. Intégrale, longueur, aire. Annali di matematica 1902.

„ Sur la déf. de l'aire des surfaces. L'enseignement math. 1908. — L. Tonelli. l. c.

F_i ist der so definierte Inhalt J_i gleich dem wohlbekannten Integral

$$J_i = \int \int_{F_i} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial y}\right)^2} dx dy.$$

Da D_i allen Anforderungen genügt, die bei der Transformation eines Integrales von den Variablen xy auf die Variablen z und s_i an die Funktionaldeterminante gestellt werden, so kann die Transformation ausgeführt werden und man erhält

$$J_i = \int \int_{F_i} \sqrt{1 + D_i^2} dz ds_i.$$

Da wir die Fläche mit dem kleinsten Inhalte suchen, brauchen wir nur solche mit endlichem Flächeninhalt zu berücksichtigen, und für diese existiert J_i sicherlich. Nötigenfalls, wenn D_i am Rande von F_i unendlich wird, ist J_i als uneigentliches Integral aufzufassen.

Bezeichnet man mit k die Anzahl der Flächenstücke F_i , mit a_i und b_i den kleinsten und grössten Wert von z auf F_i , mit J den Flächeninhalt der Fläche F , mit a und b den kleinsten und grössten Wert von z auf F , so ist

$$J = \sum_{i=1}^k J_i = \sum_{i=1}^k \int_{a_i}^{b_i} dz \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1 + D_i^2} ds_i = \int_a^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1 + D_i^2} ds_i \right\} dz.$$

Das Volumen V des ganzen, von der Fläche F begrenzten Körpers lässt sich zusammensetzen aus den Volumina V_1, V_2, \dots, V_k derjenigen Körper, von denen jeder durch ein Flächenstück F_i , dessen Projektion in der xy -Ebene und ein zylindrisches Flächenstück begrenzt ist. Das Volumen eines solchen Körpers ist

$$V_i = \int \int_{F_i} f_i(x, y) dx dy.$$

Nach Einführung der Variablen z und s_i transformiert es sich in

$$V_i = \int \int_{F_i} z |D_i| dz ds_i.$$

Um das Volumen des ganzen Körpers zu erhalten, muss man die Summe aller V_i bilden, wobei sie mit dem Zeichen $+$ oder $-$ versehen werden müssen, je nachdem, ob die äussere Flächennormale mit der positiven nz -Achse einen Winkel bildet, der kleiner oder grösser als $\frac{\pi}{2}$ ist. Da D_i immer dieses Vorzeichen hat, so kann man bei D_i im Integral das Zeichen des absoluten Betrages fortlassen und alle Integrale mit dem Zeichen $+$ versehen. Das Volumen des von F begrenzten Körpers ist dann

$$V = \sum_{i=1}^k \int_{a_i}^{b_i} z \, dz \int_0^{L_i(z)} D_i \, ds_i = \int_a^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} D_i \, ds_i \right\} z \, dz.$$

Die Fläche F werde mit einer Ebene $z = \text{const.}$ geschnitten und derjenige Teil dieser Ebene, der innerhalb der Fläche F liegt, mit $P(z)$ bezeichnet, sein Inhalt mit $Q(z)$. Es ist dann

$$\iint_{P(z)} dx \, dy = Q(z)$$

wobei man das Integral, anstatt es einfach über die Projektion von $P(z)$ zu erstrecken, auch über die Projektion desjenigen Teiles der Fläche F erstrecken kann, der zwischen $z = a$ und dem gegebenen Werte von z liegt, wobei die Integrale über die einzelnen Stücke entsprechend der Richtung der äusseren Flächennormale mit dem Zeichen $+$ oder $-$ zu versehen sind. Führt man jetzt im Integral $Q(z)$ die Variablen z und s_i ein, so transformiert es sich in

$$-Q(z) = \sum_{i=1}^k \int_a^z dz \int_0^{L_i(z)} D_i \, ds_i = \int_a^z \left\{ \sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} D_i \, ds_i \right\} dz.$$

Unter dem Integral steht D_i , und nicht der absolute Betrag davon, aus demselben Grunde, wie bei dem Integral V .

Nun soll gezeigt werden, dass $Q(z)$ eine stückweise analytische Funktion von z ist. Es sollen von der Betrachtung die Werte z ausgeschlossen werden, durch die anfangs Ebenen $z = \text{const.}$ gelegt wurden, um die Fläche F in die Stücke F_i zu zerlegen.

Die Berandung von $P(z)$ besteht aus endlich vielen analytischen Kurvenstücken, die sich in der Form $y = \varphi(x, z)$ oder

$x = \varphi(y, z)$ darstellen lassen, wo φ und ψ eindeutige analytische Funktionen sind. Die Eckpunkte der begrenzenden Kurvenstücke bewegen sich bei Änderung von z auf analytischen Kurven. Der Flächeninhalt $Q(z)$ setzt sich aus endlich vielen Integralen der Form

$$\int_{\alpha(z)}^{\beta(z)} \varphi(x, z) dx \quad \text{und} \quad \int_{\gamma(z)}^{\delta(z)} \psi(y, z) dy$$

zusammen, wo $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ wieder analytische Funktionen von z sind.

Mit Ausnahme endlich vieler Werte z gilt somit die Beziehung

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} D_i ds_i = -Q'(z).$$

Nun soll folgendes Minimalproblem gelöst werden

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1 + D_i^2} ds_i = \min.$$

bei der Nebenbedingung

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} D_i ds_i = -Q'(z).$$

Wir bestimmen einen Mittelwert $C(z)$ von $D_i(z, s_i)$ durch folgende Gleichung

$$C(z) \sum_{i=1}^k L_i(z) = -Q'(z).$$

$$\sum_{i=1}^k L_i(z)$$

ist die Gesamtlänge der Kurve, die auf der Fläche F entsteht, wenn wir letztere mit der Ebene $z = \text{const.}$ schneiden. (Diese Kurve kann auch aus mehreren getrennten Stücken bestehen). Wir wollen sie mit $L(z)$ bezeichnen

$$\sum_{i=1}^k L_i(z) = L(z).$$

$C(z)$ ist somit für alle Werte z , mit Ausnahme endlich vieler, definiert als

$$C(z) = -\frac{Q'(z)}{L(z)}.$$

Wir setzen nun

$$D_i(z, s_i) = C(z) + w_i(z, s_i)$$

und entwickeln $\sqrt{1+D_i^2}$ nach dem Maclaurinschen Satz, indem wir w_i als Variable ansehen. Das gibt

$$\sqrt{1+D_i^2} = \sqrt{1+C^2} + \frac{C w_i}{\sqrt{1+C^2}} + \frac{w_i^2}{2(\sqrt{1+(C+\theta w_i)^2})^3}; \quad 0 < \theta < 1.$$

Integriert man diese Gleichung nach s_i von 0 bis $L_i(z)$ und summiert über alle i , so fällt das zweite Glied auf der rechten Seite fort, da wegen

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} D_i ds_i = \sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} C ds_i$$

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} w_i ds_i = 0 \text{ ist,}$$

und es bleibt übrig

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1+D_i^2} ds_i = L(z) \sqrt{1+C^2} + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \frac{w_i^2 ds_i}{(\sqrt{1+(C+\theta w_i)^2})^3}.$$

Da w_i eine stetige Funktion von s_i ist, so verschwindet die rechts stehende Summe nur dann, wenn w_i identisch gleich Null ist, während sie in jedem anderen Falle einen positiven Wert hat. Es besteht somit die Beziehung

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1+D_i^2} ds_i \geq L(z) \sqrt{1+C^2}$$

in der das Gleichheitszeichen nur in dem Falle gilt, wenn $D_i = C$ ist, mit anderen Worten, wenn D_i von s_i unabhängig ist.

Wegen der isoperimetrischen Eigenschaft des Kreises ist immer

$$L(z)^2 \geq 4\pi Q(z)$$

und daher

$$\sum_{i=1}^k \int_0^{L_i(z)} \sqrt{1 + D_i^2} ds_i \geq \sqrt{4\pi Q(z) + Q'(z)^2}.$$

Integriert man diese Ungleichung nach z von a bis b , so findet man

$$J \geq \int_a^b \sqrt{4\pi Q(z) + Q'(z)^2} dz.$$

Das Gleichheitszeichen tritt hier nur dann in Kraft, wenn D_i von s_i unabhängig ist und $P(z)$ ein Kreis ist.

Beides tritt bei Rotationsflächen, deren Achse parallel der z -Achse ist, und nur bei diesen ein. Um einzusehen, dass bei solch einer Rotationsfläche D_i von s_i unabhängig ist, braucht man sich nur an die schon angeführte Formel

$$\cos Z = \frac{D_i}{\sqrt{EG - F^2}}$$

zu erinnern. Wie man sich durch eine einfache Rechnung überzeugt, ist

$$EG - F^2 = 1 + D_i^2$$

und daher

$$\cos Z = \frac{D_i}{\sqrt{1 + D_i^2}}$$

Aus dieser Formel liest man die Behauptung unmittelbar ab.

Nun bilden wir eine Rotationsfläche R_1 um die z -Achse, deren Querschnitte mit den Ebenen $z = \text{const.}$ den Inhalt $Q(z)$ haben.

Die Meridiankurve dieser Fläche ist

$$r = \sqrt{\frac{Q(z)}{\pi}} \quad \text{wo } r = \sqrt{x^2 + y^2} \text{ ist,}$$

und ihr Oberflächeninhalt

$$J_{R_1} = \int_a^b \sqrt{4\pi Q(z) + Q'(z)^2} dz.$$

Falls F und R_1 nicht identisch sind, hat R_1 kleinere Oberfläche als F und umschliesst gleiches Volumen (denn V lässt sich auch in der Form

$$V = - \int_a^b z Q'(z) dz \text{ darstellen).}$$

Die Differenz der Oberflächeninhalte von F und R_1 bezeichnen wir mit τ .

Da $Q(z)$ eine stückweise analytische Funktion von z ist, so gilt dasselbe von r . Die Gleichung der Fläche R_1 ist

$$x = \pm \sqrt{r(z)^2 - y^2}$$

und man sieht daraus, dass sie aus analytischen Flächenstücken besteht. Eine Ausnahme bilden die Punkte der Fläche R_1 , die dem grössten und kleinsten Werte von z entsprechen. Der Grenzkreis, der sonst einem Eckpunkte der Meridiankurve entspricht, hat sich hier auf einen Punkt zusammengezogen. Die Fläche wird in diesen Punkten nur dann analytisch bleiben, wenn die Meridiankurve in diesem Punkte senkrecht auf der Rotationsachse steht und ihre analytische Fortsetzung mit ihrem Spiegelbild zusammenfällt. Im Allgemeinen wird das nicht der Fall sein. Wir schneiden daher beide Spitzen der Fläche R_1 mit Ebenen senkrecht zur z -Achse ab und ersetzen sie durch analytische Rotationsflächenstücke, die gleiches Volumen umschliessen und deren Oberfläche in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ ist. Die Meridian-

kurven der aufgesetzten Flächenstücke wählen wir so, dass auf jedem r eine monotone Funktion von z ist. Die so erhaltene veränderte Fläche besteht aus analytischen Flächenstücken, von denen wir aber nicht wissen, ob sie auch noch am Rande analytisch sind, da $r(z)$ eine stückweise analytische Funktion ist, deren Ableitungen aber in den Eckpunkten unendlich werden können. Um diesem Übelstande abzuhelpen, schneiden wir aus dem Körper, der durch R_1 begrenzt wird, in der Umgebung jedes Randkreises durch Ebenen $z = \text{const}$ (gleich Eckpunktskoordinate von $r(z)$ plus oder minus ε) Schichten aus und ersetzen die Meridiankurven dieser Schichten durch analytische Kurvenstücke (analytisch mit Einschluss der Randpunkte) so, dass das

Volumen jeder Schicht unverändert bleibt, die eingesetzten Kurvenstücke sich stetig der Meridiankurve anschliessen und r wieder eine monotone Funktion von z ist. Über ε verfügen wir so, dass die Inhalte der Rotationsflächen, die die eingesetzten Schichten begrenzen, in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ sind. Die nun erhaltene Fläche R_1^* genügt den am Anfang des Paragraphen genannten Bedingungen und hat einen Oberflächeninhalt, der sich um weniger als $\frac{\tau}{4}$ von dem Inhalt der Fläche R_1 unterscheidet.

Nun lässt sich auf R_1^* dasselbe Verfahren anwenden wie auf die Fläche F . Bildet man eine Rotationsfläche R_2 um die x -Achse, deren Querschnitte mit den Ebenen $x=\text{const.}$ inhaltsgleich mit denjenigen der Rotationsfläche R_1^* sind, so hat man eine Fläche, die gleiches Volumen wie R_1^* umschliesst und eine gleichgrosse oder kleinere Oberfläche als R_1^* besitzt; inhaltsgleich sind die Oberflächen von R_2 und R_1^* nur in dem Falle, wenn alle Querschnitte von R_1^* , die senkrecht zur x -Achse sind, Kreise sind. In diesem Falle muss auch die Meridiankurve ein Kreis sein, folglich R_1^* eine Kugel.

Falls die Fläche R_2 in den Punkten, die den extremen Werten von x entsprechen, nicht analytisch ist, bilden wir sie zu einer Fläche R_2^* um, so wie wir R_1 zu R_1^* umbildeten, nur mit dem Unterschiede, dass wir jetzt analytische Flächenstücke einsetzen, deren Oberfläche in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ ist.

Weiter bilden wir einen Rotationskörper R_3 um die z -Achse, dessen Querschnitte, die senkrecht zu dieser Achse sind, inhaltsgleich den Querschnitten von R_2^* sind, und bilden zu jenem wieder, falls es notwendig ist, den entsprechenden Körper R_3^* , wobei wir Flächenstücke einsetzen, deren Oberfläche zusammengekommen kleiner als $\frac{\tau}{16}$ ist.

Nun fahren wir so fort, Rotationskörper abwechselnd um die x - und um die z -Achse zu bilden.

Man stösst dabei entweder nach endlich vielen Schritten auf die Kugel und hat dann gezeigt, dass diese bei gleichem Volumen eine kleinere Oberfläche als F besitzt, oder man erhält eine unendliche Folge von Rotationskörpern R_i^* , die alle gleiches

Volumen haben und von denen jeder eine höchstens um $\frac{\tau}{2^{i+1}}$ grössere Oberfläche hat als der vorangehende.

Durch das Ersetzen der eventuell auftretenden nicht analytischen Flächenstücke durch analytische werden die Oberflächen der Rotationskörper insgesamt um weniger als

$$\sum_{i=1}^{\infty} \frac{\tau}{2^{i+1}} = \frac{\tau}{2}$$

vergrössert, so dass die Oberfläche eines beliebigen unter ihnen kleiner ist als $J - \frac{\tau}{2}$.

Nun soll gezeigt werden, dass die Folge der Rotationsflächen R_i^* einer Grenzfläche zustrebt und dass diese Grenzfläche eine Kugel ist.

Zu diesem Zwecke betrachten wir die in der xz -Ebene liegenden Meridiankurven der Rotationsflächen R_i^* . Wie leicht zu sehen, ist jede dieser Kurven, angefangen von der zweiten, symmetrisch zur x -Achse und zur z -Achse. Angefangen von der zweiten sind sie auch monoton in jedem Quadranten der Koordinatenebene, d. h. mit wachsendem x nimmt z ab und umgekehrt. Zum Beweise genügt es, zwei aufeinanderfolgende Rotationsflächen R_i^* und R_{i+1} zu betrachten. Die Achse von R_i^* liege in Richtung der x -Achse. Legen wir durch den Rotationskörper R_i^* Schnitte, die parallel der xy -Ebene sind, so werden die Flächeninhalte der Schnitte mit wachsendem z abnehmen, wenn wir Schnitte oberhalb der xy -Ebene betrachten. Da die Querschnitte $z = \text{const.}$ von R_{i+1} Kreise sind, deren Inhalte gleich den Inhalten der entsprechenden Querschnitte von R_i^* sind, so nehmen auch die Radien dieser Kreise mit wachsendem z ab und die Meridiankurve ist in jedem Quadranten der xz -Ebene eine monotone Funktion. Ausserdem liegen alle Meridiankurven in einem beschränkten Gebiete der xz -Ebene. Um das zu beweisen, denken wir uns eine Kugel, die die Fläche F ganz in ihrem Inneren enthält. Es kann dann auch R_1 ganz im Inneren dieser Kugel untergebracht werden, denn der grösste Durchmesser eines Querschnittes $P(z)$ von F ist sicherlich nicht kleiner als der Durchmesser des inhaltsgleichen Kreises, der den entsprechenden Querschnitt von R_1 bildet. Es lässt sich auch R_1^* und ebenso alle anderen Flächen

R_i^* im Inneren dieser Kugel unterbringen und ihre Meridiankurven im Inneren eines Kreises, dessen Radius ϱ durch die Abmessungen der Fläche F bestimmt ist.

Wir betrachten nun die Meridiankurven der Rotationsflächen R_i^* mit geradem Index. Diese sind monotone, stückweise analytische Kurven, die im Inneren eines Kreises mit dem Radius ϱ in der xz -Ebene liegen. Da die Meridiankurven symmetrisch zu den Koordinatenachsen sind, genügt die Betrachtung desjenigen Teiles, der im ersten Quadranten der Koordinatenebene liegt. Dieser Teil hat wegen der vorhin aufgezählten Eigenschaften eine Länge, die kleiner als 2ϱ ist.

Aus der Folge dieser Kurven lässt sich nun eine Teilfolge auswählen, die gegen eine Grenzkurve konvergiert¹⁾.

Die Fläche, die durch Rotation dieser Kurve um die x -Achse entsteht, umschliesst gleiches Volumen wie die Flächen R_i^* der Folge und hat einen Flächeninhalt, der höchstens gleich der unteren Grenze der Inhalte der Flächen der Folge ist, denn aus der benutzten Definition folgt, dass der Flächeninhalt gleich der unteren Grenze der Inhalte aller Flächen ist, die gegen die gegebene konvergieren²⁾.

Es bleibt noch übrig zu zeigen, dass die gefundene Grenzfläche eine Kugel ist. Wenn die Grenzfläche — eine Rotationsfläche mit der Drehachse in der x -Achse — keine Kugel ist, so gibt es sicher einen zur z -Achse senkrechten Querschnitt, der kein Kreis ist.

Ist für diesen Querschnitt $z = \bar{z}$ und bezeichnen wir den Querschnittsumfang und seinen Inhalt mit \bar{L} und \bar{Q} , so ist wegen der isoperimetrischen Eigenschaft des Kreises

$$\bar{L}(\bar{z}) = \delta + \sqrt{4\pi\bar{Q}(\bar{z})} \quad \delta > 0.$$

Da die Flächen R_i^* der Folge alle stetig sind und gegen die Grenzfläche konvergieren, so gibt es zu einer beliebig vorgegebenen Grösse σ zwei Grössen \bar{n} und h , so dass für $n > \bar{n}$ und $\bar{z} - h < z < \bar{z}$ die Ungleichungen gelten

1) Vgl. D. Hilbert. Über das Dirichletsche Prinzip. Jahresbericht der d. Math. Ver. Bd. 8. — C. Carathéodory. Über die starken Maxima und Minima. Math. Annalen Bd. 62. — L. Tonelli. Fondamenti di calcolo delle variazioni. Bd. I. S. 87.

2) Vgl. Lebesgue l. c.

$$L_n(z) > L(\bar{z}) - \sigma \quad Q_n(z) < \bar{Q}(\bar{z}) + \sigma$$

wo L_n und Q_n die Länge der Schnittkurve und der Flächeninhalt des Querschnittes der n 'ten Fläche der Folge sind.

In diesen Ungleichungen kann aber σ so gewählt werden, dass

$$L_n(z) > \frac{\delta}{2} + \sqrt{4\pi Q_n(z)}$$

wird. Daher vermindert sich beim Übergang von der n 'ten zur $n+1$ 'ten Fläche der Inhalt des zwischen $\bar{z}-h$ und \bar{z} gelegenen Stückes der Oberfläche um mehr als

$$\begin{aligned} \lambda - \frac{\tau}{2^{n+2}} &= \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{\left(\frac{\delta}{2} + \sqrt{4\pi Q_n(z)}\right)^2 + Q_n'(z)^2} dz - \\ &\quad - \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2} dz - \frac{\tau}{2^{n+2}}. \end{aligned}$$

Diese Differenz ist von einem gewissen n an grösser als eine positive Zahl d . Um das einzusehen, multiplizieren und dividieren wir die rechte Seite der Ungleichung

$$\lambda > \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2 + \frac{\delta^2}{4}} dz - \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2} dz$$

mit der Summe derselben Integrale und finden, indem wir den Nenner durch einen grösseren ersetzen,

$$\begin{aligned} \lambda > \frac{\left\{ \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2 + \frac{\delta^2}{4}} dz \right\}^2 - \left\{ \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2} dz \right\}^2}{2 \int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q_n'(z)^2} dz + \frac{\delta}{2} \cdot h}. \end{aligned}$$

Nun wenden wir auf den Zähler folgende Abschätzung an.

Es ist

$$\left\{ \int_a^b \sqrt{s(a)^2 + t(a)^2} da \right\}^2 \geq \left\{ \int_a^b s(a) da \right\}^2 + \left\{ \int_a^b t(a) da \right\}^2$$

wie man sofort einsieht, wenn man $s(a)$ und $t(a)$ als Ableitungen zweier Funktionen $s(a) = S'(a)$, $t(a) = T'(a)$ auffasst, und die Länge der durch die Gleichungen $x = S(a)$ und $y = T(a)$ dargestellten Kurve betrachtet.

Nach Anwendung dieser Ungleichung ergibt sich, wenn wir beachten, dass

$$\int_{\bar{z}-h}^{\bar{z}} \sqrt{4\pi Q_n(z) + Q'_n(z)^2} dz < J \text{ ist,}$$

$$\lambda > \frac{\frac{\delta^2}{4} \cdot h^2}{2J + \frac{\delta}{2} \cdot h} = 2d.$$

Wählen wir ein n so, dass $d > \frac{\tau}{2^{n+2}}$ ist, so ist von diesem Werte n an für alle weiteren n

$$\lambda - \frac{\tau}{2^{n+2}} > d.$$

Somit wird beim Übergange von einer Fläche der Folge zur nächsten der Oberflächeninhalt jedesmal um mehr als d verringert, und man kann danach eine zur Folge gehörende Fläche angeben, deren Inhalt um mehr als eine beliebig grosse Zahl geringer ist, als der Inhalt der gegebenen Fläche F . Das ist aber widersinnig, da die Inhaltszahlen der Flächen jedenfalls nicht negativ sein können.

Folglich war die Voraussetzung falsch und der Grenzkörper kann kein anderer als die Kugel sein.

Damit ist gezeigt, dass die Kugel kleinere Oberfläche hat als jeder von einer anderen Fläche F begrenzte Körper, der gleiches Volumen besitzt.

§ 2.

Der Satz des vorigen Paragraphen soll nun auf eine beliebige Anzahl von Dimensionen verallgemeinert und in folgender Fassung bewiesen werden:

Von allen $n+1$ dimensionalen Körpern gleichen $n+1$ dimensionalen Volumens, die ganz im Endlichen liegen und von endlich vielen Stücken analytischer n -dimensionaler Hyperflächen (analytisch mit Einschluss des Randes) begrenzt werden, welche längs analytischer $n-1$ dimensionaler Gebilde aneinanderstossen, hat die $n+1$ dimensionale Kugel den kleinsten n dimensional Begrenzungsinhalt.

Es sei eine beliebige Hyperfläche H gegeben, die einen Körper umschliesst, der den genannten Bedingungen genügt.

Die rechtwinkligen Koordinaten im $n+1$ dimensionalen Raume seien $x_1 x_2 \dots x_n u$. In diesem Koordinatensystem stellen wir H so hin, dass erstens für alle ihre Punkte $u > 0$ ist, zweitens kein n -dimensionales Stück von H mit einer Hyperebene $u = \text{const.}$ zusammenfällt, und drittens kein Stück einer Geraden, das auf der Hyperfläche H liegt, parallel der u -Achse ist. Dieses lässt sich immer durch eine Drehung erreichen, wie man folgendermassen leicht einsieht. Wir betrachten im $n+1$ dimensionalen Raume eine Sphäre und ziehen in dieser alle Radien, die parallel den Normalen der zu H gehörigen Stücke von Hyperebenen sind, und ausserdem alle Radien, die parallel den auf H liegenden Geraden sind. Da die Endpunkte dieser Radien die Oberfläche der $n+1$ dimensionalen Sphäre nicht ausfüllen können, so legen wir die u -Achse in eine Richtung, in der keiner der genannten Radien liegt.

Nun zerlegen wir die Hyperflächenstücke, aus denen sich H zusammensetzt, folgendermassen:

1) Wir führen solch eine Zerlegung aus, dass nach der Zerlegung u in jedem Hyperflächenstück eine eindeutige Funktion von $x_1 x_2 \dots x_n$ wird. Dazu betrachten wir zuerst folgenden Fall. Die Projektion eines gegebenen Hyperflächenstückes auf den $x_1 x_2 \dots x_n$ Raum erfülle ein Gebiet S . In einem Teilgebiet T davon sei die Koordinate u als Funktion von $x_1 x_2 \dots x_n$ zweideutig, in $S-T$ eindeutig. Hat nun in T die Differenz beider Werte u , die einem Wertekomplex $x_1 x_2 \dots x_n$ entsprechen, eine positive untere Grenze, so sind beide Blätter der Hyperebene, die über T liegen, miteinander durch ein Hyperebenenstück verbunden, das ausserhalb T liegt, auf dem also u eindeutig ist. Dieses n -dimensionale Hyperflächenstück teilen wir durch eine $n-1$ dimensionale analytische Fläche in zwei Teile, so dass der eine Teil mit dem einen über T liegenden Blatt, der andere mit

dem anderen Blatt verbunden ist, und haben in diesem Falle die gewünschte Zerlegung erreicht.

Hat aber in T die Differenz beider Werte u , die einem Wertekomplex $x_1 x_2 \dots x_n$ entsprechen, Null zur unteren Grenze, so entsprechen den $n-1$ dimensionalen Begrenzungsflächen von T $n-1$ dimensionale Gebilde des gegebenen Hyperflächenstückes, längs denen die n -dimensionale Tangentialhyperebene parallel der u -Achse ist. Wir brauchen also in diesem Falle nur diese $n-1$ dimensionalen Hyperflächenstücke auf H aufzusuchen und durch dieselben H zu zerlegen.

Falls wir es mit einem Hyperflächenstück zu tun haben, auf dem u eine mehr als zweideutige Funktion von $x_1 x_2 \dots x_n$ ist, nehmen wir die Zerlegung schrittweise vor, indem wir die Blätter der Hyperfläche einzeln abtrennen.

2) Weiter zerlegen wir die erhaltenen Hyperflächenstücke so, dass in jedem von ihnen nicht nur u eine eindeutige Funktion von $x_1 x_2 \dots x_n$ ist, sondern ausserdem eine der Variablen $x_1 x_2 \dots x_n$ eine eindeutige Funktion der übrigen x_i und u ist.

3) Wir zerlegen H mit Hilfe der Hyperebenen $u = \text{const}$, die durch folgende Punkte zu legen sind:

a) alle Ecken von H , d. h. die Punkte, in denen drei oder mehr analytische Stücke zusammenstossen;

b) alle Punkte, in denen die n -dimensionalen Tangentialebenen zur Schar $u = \text{const}$ gehören;

c) alle Punkte, in denen die $n-1$ dimensional Flächen, die die Grenze zweier n -dimensionaler Stücke von H bilden, $n-1$ dimensionale Tangentialebenen besitzen, die in den Hyperebenen $u = \text{const}$ liegen.

4) Auf jedem Hyperflächenstück betrachten wir u als Funktion von x_1, x_2, \dots, x_n und zerlegen es längs denjenigen $n-1$ dimensional Gebilden, längs denen eine der Ableitungen

$$\frac{\partial u}{\partial x_1}, \frac{\partial u}{\partial x_2}, \dots, \frac{\partial u}{\partial x_n} \text{ unendlich wird.}$$

Jetzt ist H in endlich viele Stücke H_i zerlegt, die sich so darstellen lassen

$$u = f_i(x_1, x_2, \dots, x_n)$$

wo f_i eine eindeutige Funktion ist.

Auf jedem der H_i führen wir nun n unabhängige Koordi-

Bezeichnen wir die den Gliedern

$$\frac{\partial x_{i1}}{\partial u}, \frac{\partial x_{i2}}{\partial u}, \dots, \frac{\partial x_{in}}{\partial u}$$

entsprechenden Unterdeterminanten mit $M_{i1}, M_{i2}, \dots, M_{in}$ und ihre Quadratsumme mit M_i^2

$$M_{i1}^2 + M_{i2}^2 + \dots + M_{in}^2 = M_i^2$$

so ergibt sich aus dem angeführten Gleichungssystem

$$\left(\frac{\partial f_i}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_2}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_n}\right)^2 = \frac{M_i^2}{D_i^2}.$$

Da die linke Seite dieser Gleichung auf keinem $n-1$ dimensional Gebilde im Inneren von H_i unendlich wird und da $M_i \neq 0$ ist (weil $x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{in}$ analytische Funktionen sind), so folgt, dass D_i auf keinem $n-1$ dimensional Gebilde im Inneren von H_i verschwindet. Also hat die Determinante, deren Betrag mit dem Betrage von D_i übereinstimmt, auf H_i immer einerlei Vorzeichen.

Wir verstehen unter einem die Hyperfläche H_i approximierenden Polytope ein solches, dessen Punkte sich umkehrbar eindeutig und stetig den Punkten von H_i so zuordnen lassen, dass der Abstand zweier entsprechender Punkte kleiner als eine beliebig vorgegebene Zahl ε ist, und definieren als Inhalt von H_i die untere Grenze der Begrenzungsinhalte der H_i approximierenden Polytope, die man erhält, wenn man ε gegen Null streben lässt.

Ähnlich wie bei Lebesgue im dreidimensionalen Falle, lässt sich zeigen, dass für die von uns betrachteten Hyperflächen das n -fache Integral

$$J_i = \int_{H_i}^{(n)} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_2}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial f_i}{\partial x_n}\right)^2} dx_1 dx_2 \dots dx_n$$

den Inhalt von H_i gemäss der gegebenen Definition darstellt.

Da D_i allen Anforderungen genügt, die bei der Transformation des n -fachen Integrales von den Variablen x_1, x_2, \dots, x_n auf die Variablen $u, v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$ gestellt werden, so kann man die Transformation ausführen und erhält

$$J_i = \int_{H_i}^{(n)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} du dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1}.$$

Da wir nur Hyperflächen mit endlichem Inhalt betrachten, existiert dieses Integral immer, ist aber nötigenfalls als uneigentliches aufzufassen.

Bezeichnet man mit k die Anzahl der Hyperflächenstücke H_i , mit a_i und b_i den kleinsten und grössten Wert von u auf H_i , mit J den n -dimensionalen Begrenzungsinhalt von H , mit a und b den kleinsten und grössten Wert von u auf H , so ist

$$J = \sum_{i=1}^k J_i = \sum_{i=1}^k \int_{a_i}^{b_i} du \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} =$$

$$= \int_a^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \right\} du$$

wo $B_i(u)$ der $n-1$ dimensionale Schnitt von H_i mit der Hyperebene $u = \text{const.}$ ist.

Das $n+1$ dimensionale Volumen V des ganzen durch H begrenzten Körpers lässt sich zusammensetzen aus den $n+1$ dimensional Volumina V_i derjenigen Körper, von denen jeder durch ein Hyperflächenstück H_i , dessen Projektion im $x_1 x_2 \dots x_n$ Raum und das zylindrische Hyperflächenstück, das die beiden verbindet, begrenzt ist.

Das Volumen V_i eines solchen Körpers ist gleich

$$V_i = \int_{H_i}^{(n)} f_i(x_1, x_2, \dots, x_n) dx_1 dx_2 \dots dx_n.$$

Indem man hier die Variablen $u, v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$ einführt, erhält man

$$V_i = \int_{H_i}^{(n)} u |D_i| du dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1}.$$

Das Volumen V ist die Summe aller V_i , wobei diese mit dem Vorzeichen $+$ oder $-$ nach derselben Regel zu verstehen sind, nach der die Festsetzung des Vorzeichens von D_i getroffen wurde. Man kann also bei der Summation D_i statt $|D_i|$ schreiben und dafür alle Integrale V_i mit dem positiven Vorzeichen versehen. Es ist also

$$\begin{aligned}
 V &= \sum_{i=1}^k \int_{a_i}^{b_i} u \, du \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i \, dv_{i1} \, dv_{i2} \dots dv_{in-1} = \\
 &= \int_a^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i \, dv_{i1} \, dv_{i2} \dots dv_{in-1} \right\} u \, du.
 \end{aligned}$$

Jetzt soll der Inhalt $Q(u)$ eines n -dimensionalen Querschnittes $P(u)$ des von H begrenzten $n+1$ dimensionalen Körpers berechnet werden, der einem Werte $u = c$ entspricht. Es ist

$$Q(u) = \int_{P(u)}^{(n)} dx_1 \, dx_2 \dots dx_n$$

wobei wir das Integral, anstatt es einfach über $P(u)$ zu erstrecken, auch über die Projektion desjenigen Teiles von H_i erstrecken können, der zwischen $u = a$ und dem gegebenen Werte u liegt. Integrale über mehrfach überdeckte Teile des $x_1 x_2 \dots x_n$ Raumes müssen dabei positiv oder negativ in Rechnung gesetzt werden je nach dem ob in der Umgebung der Punkte des Hyperflächenstückes, über dessen Projektion das Integral zu erstrecken ist, die grösseren Werte von u ausserhalb oder innerhalb des Körpers liegen, der durch H begrenzt wird.

Das Integral $Q(u)$ können wir in ein Aggregat von Integralen zerlegen, von denen jedes über die Projektion eines Hyperflächenstückes H_i oder eines Teiles davon zu erstrecken ist. In jedem dieser Integrale können wir eine Transformation von den Variablen $x_1 x_2 \dots x_n$ auf die Variablen $u, v_{i1}, v_{i2}, \dots v_{in-1}$ vornehmen und erhalten Integrale der Form

$$Q_i(u) = \int_{P_i(u)}^{(n)} |D_i| \, du \, dv_{i1} \, dv_{i2} \dots dv_{in-1}$$

wo $P_i(u)$ mit einem Hyperflächenstücke H_i oder einem Teil davon identisch ist.

Indem wir uns an die Festsetzung des Vorzeichens von D_i erinnern, können wir schreiben

$$\begin{aligned}
Q(u) &= - \sum_{i=1}^k \int_{P_i(u)}^{(n)} D_i du dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = \\
&= - \sum_{i=1}^k \int_{\alpha_i}^u du \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = \\
&= - \int_a^u \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} \right\} du.
\end{aligned}$$

$Q(u)$ ist eine stückweise analytische Funktion von u , denn sie lässt sich, auf Grund der unter 2) erwähnten Zerlegung der Hyperfläche H , zusammensetzen aus endlich vielen Integralen der Form

$$\int_A^{(n-1)} \varphi(u, x_1, x_2, \dots, x_{j-1}, x_{j+1}, \dots, x_n) dx_1 dx_2 \dots dx_{j-1} dx_{j+1} \dots dx_n$$

wobei φ eine stückweise analytische Funktion seiner Argumente ist und A auch eine stückweise analytische Funktion von u ist, da ja die $n-1$ dimensionalen Gebilde, durch welche die Hyperflächenstücke H_i begrenzt werden, auch stückweise analytisch sind.

Mit Ausnahme endlich vieler Werte u gilt also

$$Q'(u) = - \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}}.$$

Nun soll der Inhalt von $B_i(u)$ berechnet werden.

$B_i(u)$ lässt sich in solche Stücke $B_{ij}(u)$ zerlegen, dass in jedem von ihnen eine der Variablen x_1, x_2, \dots, x_n als analytische Funktion der anderen gegeben ist.

Wir betrachten ein Stück $B_{ij}(u)$, in dem x_p als Funktion von $x_1, x_2, \dots, x_{p-1}, x_{p+1}, \dots, x_n$ gegeben ist. Der $n-1$ dimensionale Inhalt $b_{ij}(u)$ dieses Stückes ist

$$b_{ij}(u) = \int_{B_{ij}(u)}^{(n-1)} \sqrt{1 + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_2}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_{p-1}}\right)^2 + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_{p+1}}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_n}\right)^2} dx_1 dx_2 \dots dx_{p-1} dx_{p+1} \dots dx_n$$

Wir wollen dieses Integral auf die Variablen $v_{i1}, v_{i2} \dots v_{in-1}$ transformieren. Wir finden aus den Gleichungen

$$\frac{\partial x_p}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial v_{i1}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_2} \frac{\partial x_2}{\partial v_{i1}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p-1}} \frac{\partial x_{p-1}}{\partial v_{i1}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p+1}} \frac{\partial x_{p+1}}{\partial v_{i1}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_n} \frac{\partial x_n}{\partial v_{i1}} = \frac{\partial x_p}{\partial v_{i1}}$$

$$\frac{\partial x_p}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial v_{i2}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_2} \frac{\partial x_2}{\partial v_{i2}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p-1}} \frac{\partial x_{p-1}}{\partial v_{i2}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p+1}} \frac{\partial x_{p+1}}{\partial v_{i2}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_n} \frac{\partial x_n}{\partial v_{i2}} = \frac{\partial x_p}{\partial v_{i2}}$$

$$\dots$$

$$\frac{\partial x_p}{\partial x_1} \frac{\partial x_1}{\partial v_{in-1}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_2} \frac{\partial x_2}{\partial v_{in-1}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p-1}} \frac{\partial x_{p-1}}{\partial v_{in-1}} + \frac{\partial x_p}{\partial x_{p+1}} \frac{\partial x_{p+1}}{\partial v_{in-1}} + \dots + \frac{\partial x_p}{\partial x_n} \frac{\partial x_n}{\partial v_{in-1}} = \frac{\partial x_p}{\partial v_{in-1}}$$

bei Beibehaltung der früheren Bezeichnungen

$$\left(\frac{\partial x_p}{\partial x_1}\right)^2 = \left(\frac{M_{i1}}{M_{ip}}\right)^2; \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_2}\right)^2 = \left(\frac{M_{i2}}{M_{ip}}\right)^2; \dots; \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_n}\right)^2 = \left(\frac{M_{in}}{M_{ip}}\right)^2.$$

Es wird jetzt

$$1 + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_1}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_{p-1}}\right)^2 + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_{p+1}}\right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial x_p}{\partial x_n}\right)^2 = \frac{M_i^2}{M_{ip}^2}$$

und das Integral $b_{ij}(u)$ wird transformiert in

$$b_{ij}(u) = \int_{B_{ij}(u)}^{(n-1)} \sqrt{\frac{M_i^2}{M_{ip}^2}} |M_{ip}| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} =$$

$$= \int_{B_{ij}(u)}^{(n-1)} |M_i| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1}.$$

Der Inhalt $b_i(u)$ von $B_i(u)$ wird

$$b_i(u) = \int_{B_i(u)}^{(n-1)} |M_i| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}}$$

und der Inhalt $b(u)$ des ganzen Schnittes

$$b(u) = \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} |M_i| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}}.$$

Nun soll folgendes Minimalproblem gelöst werden

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = \min$$

bei den Nebenbedingungen

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = -Q'(u)$$

und

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} |M_i| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = b(u).$$

Wir bestimmen Mittelwerte D_0 und M_0 von D_i und M_i durch folgende Gleichungen

$$D_0(u) \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = -Q'(u)$$

$$M_0(u) \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = b(u)$$

und setzen

$$D_i(u, v_{i1}, v_{i2}, \dots v_{i_{n-1}}) = D_0(u) + \delta_i(u, v_{i1}, v_{i2}, \dots v_{i_{n-1}})$$

$$|M_i(u, v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1})| = M_0(u) + \mu_i(u, v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}).$$

Es gelten dann die Gleichungen

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \delta_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} = 0$$

und

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(v)}^{(n-1)} \mu_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} = 0.$$

Wir entwickeln nun

$$\sqrt{D_i^2 + M_i^2}$$

nach dem Maclaurinschen Satze, indem wir δ_i und μ_i als Variable betrachten:

$$\begin{aligned} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} &= \sqrt{D_0^2 + M_0^2} + \frac{D_0 \delta_i}{\sqrt{D_0^2 + M_0^2}} + \frac{M_0 \mu_i}{\sqrt{D_0^2 + M_0^2}} + \\ &+ \frac{(M_0 \delta_i - D_0 \mu_i)^2}{2 \sqrt{(D_0 + \theta \delta_i)^2 + (M_0 + \theta \mu_i)^2}^3}; \quad 0 < \theta < 1. \end{aligned}$$

Integrieren wir diese Gleichung über $B_i(u)$ und summieren über alle i , so fallen das zweite und dritte Glied rechts fort und wir finden, da das letzte Glied immer grösser oder gleich Null ist,

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} &\geq \\ &\geq \sqrt{D_0^2 + M_0^2} \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \end{aligned}$$

oder, indem wir uns der Bedeutung von D_0 und M_0 erinnern,

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \geq \sqrt{b(u)^2 + Q(u)^2},$$

wobei das Gleichheitszeichen nur dann in Kraft tritt, wenn

$$M_0 \delta_i = D_0 \mu_i$$

ist. Diese Bedingung lässt sich aber auch so

$$\frac{|M_i|}{\mu_i} = \frac{D_i}{\delta_i}$$

oder

$$\frac{|M_i|}{D_i} = \frac{M_0(u)}{D_0(u)}$$

schreiben. Das Gleichheitszeichen gilt also nur dann, wenn

$$\frac{|M_i|}{D_i} \text{ von } v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$$

unabhängig ist.

Nimmt man den Satz, der in $n+1$ Dimensionen bewiesen werden soll, für n Dimensionen als bewiesen an, so kann man die Ungleichung

$$b(u) \geq \kappa \sqrt[n]{Q(u)^{n-1}}$$

als gültig ansehen, wo κ die numerische Konstante des Verhältnisses der Oberfläche und der $\frac{n-1}{n}$ -ten Potenz des Volumens der n -dimensionalen Einheitssphäre ist, und das Gleichheitszeichen nur dann gilt, wenn $Q(u)$ eine Sphäre ist.

Mit Hilfe dieser Ungleichung findet man nun

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \sqrt{D_i^2 + M_i^2} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \geq \int \sqrt{\kappa^2 \sqrt[n]{Q(u)^{2(n-1)}} + Q'(u)^2} du.$$

Integriert man diese Ungleichung nach u von a bis b , so erhält man

$$J \geq \int_a^b \sqrt{\kappa^2 \sqrt[n]{Q(u)^{2(n-1)}} + Q'(u)^2} du.$$

Das Gleichheitszeichen gilt hier nur in dem Falle, wenn alle Querschnitte $Q(u)$ von H n -dimensionale Sphären sind und

$$\frac{|M_i|}{D_i} \text{ von } v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$$

unabhängig ist.

Beides ist bei einer Rotationshyperfläche, deren Achse in Richtung der u -Achse liegt, der Fall. Um das einzusehen, denke man sich die Rotationshyperfläche durch die Gleichung

$$r = \Phi(u) \quad r = \sqrt{x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2}$$

gegeben. $\Phi(u)$ sei eine differentiierebare Funktion. Differentiation von $r = \Phi(u)$ nach $v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$ gibt

$$\frac{x_1}{r} \frac{\partial x_1}{\partial u} + \frac{x_2}{r} \frac{\partial x_2}{\partial u} + \dots + \frac{x_n}{r} \frac{\partial x_n}{\partial u} = \Phi'(u)$$

$$\frac{x_1}{r} \frac{\partial x_1}{\partial v_{i1}} + \frac{x_2}{r} \frac{\partial x_2}{\partial v_{i1}} + \dots + \frac{x_n}{r} \frac{\partial x_n}{\partial v_{i1}} = 0$$

$$\dots \dots \dots$$

$$\frac{x_1}{r} \frac{\partial x_1}{\partial v_{in-1}} + \frac{x_2}{r} \frac{\partial x_2}{\partial v_{in-1}} + \dots + \frac{x_n}{r} \frac{\partial x_n}{\partial v_{in-1}} = 0.$$

Aus diesen Gleichungen findet man

$$\frac{x_1}{r} = \frac{M_{i1}}{D_i} \Phi'(u); \quad \frac{x_2}{r} = \frac{M_{i2}}{D_i} \Phi'(u); \quad \dots \quad \frac{x_n}{r} = \frac{M_{in}}{D_i} \Phi'(u)$$

und daraus nach Quadrierung und Summation

$$1 = \frac{M_i^2}{D_i^2} \Phi'(u)^2.$$

$\frac{M_i}{D_i}$ ist somit eine Funktion von u allein.

Wir bilden nun eine Rotationshyperfläche R_1 mit der Achse in der u -Achse, deren Querschnitte mit den Hyperebenen $u = \text{const.}$ den Inhalt $Q(u)$ haben. Die Meridiankurve dieser Fläche ist, wenn mit g der Inhalt der n -dimensionalen Einheitssphäre bezeichnet wird,

$$r = \sqrt[n]{\frac{Q(u)}{g}} \quad r = \sqrt{x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2}$$

und ihr Oberflächeninhalt

$$J_{R_1} = \int_a^b \sqrt{x^2 \sqrt[n]{Q(u)^{2(n-1)}} + Q'(u)^2} du.$$

Falls H und R_1 nicht identisch sind, hat R_1 kleinere n -dimensionale Oberfläche und umschließt gleiches $n+1$ dimensionales Volumen (denn das Volumen V lässt sich auch so darstellen

$$V = - \int_a^b u Q'(u) du.$$

Wir führen der Kürze halber die Bezeichnung

$$J - J_{R_1} = \tau$$

ein. — Da $Q(u)$ eine stückweise analytische Funktion von u ist, so gilt dasselbe auch von r . Die Gleichung der Rotationshyperfläche lässt sich nach einer beliebigen der Variablen $x_1 x_2 \dots x_n$ z. B. x_1 auflösen, und man sieht aus der Gleichung

$$x_1 = \pm \sqrt{r(u)^2 - x_2^2 - x_3^2 - \dots - x_n^2}$$

dass R_1 aus analytischen Flächenstücken besteht. Eine Ausnahme bilden die Punkte, die den extremen Werten von u entsprechen: Wenn die analytische Fortsetzung der Meridiankurve in diesen Punkten nicht mit ihrem an der u -Achse gespiegelten Bilde zusammenfällt, so wird R_1 in diesen Punkten keine analytische Fläche sein. Wir schneiden in diesem Falle die Umgebung dieser Punkte mit Hyperebenen $u = \text{const.}$ ab und ersetzen sie durch analytische Rotationshyperflächenstücke, die ein gleich grosses $n+1$ dimensionales Volumen umschließen, deren n -dimensionale Oberfläche in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ ist und deren Meridiankurven so beschaffen sind, dass auf jeder von ihnen r eine monotone Funktion von u ist. Desgleichen ersetzen wir die Meridiankurve in den Umgebungen derjenigen Eckpunkte, in denen ihre Tangente senkrecht zu der u -Achse ist, durch Kurvenstücke, längs denen x_1 eine monotone analytische Funktion von u ist, in der Weise, dass das $n+1$ dimensionale Volumen jeder Körperschicht, die durch solch ein eingefügtes Stück einer Rotationshyperfläche und die Hyperebenen $u = \text{const.}$ begrenzt wird, unverändert bleibt und der n -dimensionale Oberflächen-

inhalt der eingefügten Rotationshyperflächenstücke in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ ist. Die so veränderte Fläche R_1^* genügt den am Anfang des Paragraphen angeführten Bedingungen, umschliesst ein $n+1$ dimensionales Volumen, das gleich V ist, und für ihre Oberfläche $J_{R_1^*}$ gilt

$$J_{R_1^*} < J_R + \frac{\tau}{4}.$$

Auf R_1^* wenden wir dasselbe Verfahren an, wie auf H , nur dass wir jetzt statt der u -Achse die x_1 -Achse auszeichnen.

Wir bilden eine Rotationshyperfläche R_2 um die x_1 -Achse, deren Querschnitte mit den Hyperebenen $x_1 = \text{const.}$ inhaltsgleich den entsprechenden Querschnitten von R_1^* sind. R_2 umschliesst wieder ein Volumen V und ihr Oberflächeninhalt J_{R_2} ist

$$J_{R_2} \leq J_{R_1^*}.$$

Das Gleichheitszeichen gilt nur in dem Falle, wenn R_1^* ausser der u -Achse auch die x_1 -Achse zur Rotationsachse hat. In diesem Falle ist aber R_1^* eine Hypersphäre. Um das zu beweisen, betrachten wir zwei beliebige Punkte A und B der Hyperfläche R_1^* und zeigen, dass ihre Entfernungen vom Koordinatenursprung gleich gross sind. Wir schneiden dazu R_1^* mit zwei Hyperebenen $u = \text{const.}$, von denen die eine durch den Punkt A , die andere durch B geht. Jede dieser Schnittflächen ist eine Hypersphäre, deren Punkte dieselbe Entfernung vom Ursprung haben wie A bez. B . Auf jeder dieser Hypersphären wählen wir einen Punkt A_1 bez. B_1 , für den $x_1 = 0$ ist. A_1 und B_1 liegen aber beide auf der Hypersphäre, die als Schnitt von R_1^* mit $x_1 = 0$ entsteht, haben also gleiche Entfernung vom Ursprung. Folglich gilt dasselbe auch von A und B .

Falls R_2 keine Hypersphäre ist, ersetzen wir nötigenfalls diejenigen Hyperflächenteile, die den Umgebungen von Eckpunkten der Meridiankurve entsprechen, durch analytische Flächenstücke, ähnlich wie wir es bei R_1 taten, nur mit dem Unterschiede, dass wir jetzt verlangen, die Oberflächen der ersetzten Teile sollen in Summa kleiner als $\frac{\tau}{8}$ sein. Der Inhalt $J_{R_2^*}$ der erhaltenen Hyperfläche R_2 ist

$$J_{R_2^*} < J_{R_2} + \frac{\tau}{8}.$$

Weiter bilden wir nach demselben Verfahren eine Rotationshyperfläche R_3 um die u -Achse, dazu die stückweise analytische Hyperfläche R_3^* , indem wir nötigenfalls einige Hyperflächenstücke durch analytische mit einem Inhalt kleiner als $\frac{\tau}{16}$ ersetzen, und fahren so fort Rotationshyperflächen abwechselnd um die u - und die x_1 -Achse zu bilden, wobei wir die nichtanalytischen Flächenstücke jedesmal durch analytische ersetzen und dafür sorgen, dass bei der i 'ten Fläche der Oberflächeninhalt der eingesetzten Stücke kleiner als $\frac{\tau}{2^{i+1}}$ ist.

Die $n+1$ dimensional Volumina, die durch diese Flächen begrenzt werden, sind alle gleich V , und für ihre n -dimensionalen Oberflächen gilt die Beziehung

$$J - \frac{\tau}{2} = J_{R_1} + \frac{\tau}{2} > J_{R_1^*} + \frac{\tau}{4} > J_{R_2^*} + \frac{\tau}{8} > J_{R_3^*} + \frac{\tau}{16} > \dots > \\ > J_{R_i^*} + \frac{\tau}{2^{i+1}} > \dots$$

und daher für jedes beliebige p

$$J - J_{R_p^*} > \frac{\tau}{2}.$$

Entweder stossen wir bei diesem Verfahren nach endlich vielen Schritten auf die Hypersphäre und haben damit gezeigt, dass diese bei gleichem Volumen V kleinere Oberfläche hat, als die Hyperfläche H , oder wir erhalten eine unendliche Folge von Rotationshyperflächen R_i^* , deren Oberflächeninhalte den angegebenen Ungleichungen genügen.

Es soll nun gezeigt werden, dass diese Folge der Rotationshyperflächen R_i^* einer Grenzfläche zustrebt und dass diese eine Hypersphäre ist.

Zu dem Zwecke betrachten wir die in der ux_1 -Ebene liegenden Meridiankurven der Rotationshyperflächen R_i^* .

Diese sind, angefangen von der zweiten, alle stückweise analytische, zentralsymmetrische Kurven, die in jedem Quadranten der Koordinatenebene ux_1 monoton verlaufen und alle in einem beschränkten Gebiete der ux_1 -Ebene liegen.

Um diese Eigenschaften nachzuweisen, betrachten wir die Meridiankurven zweier aufeinanderfolgender Rotationshyperflächen R_p^* und R_{p+1}^* . Die Gleichung von R_p^* sei

$$x_1^2 + x_2^2 + \dots + x_n^2 = F(u).$$

Diese hat zur Achse die u -Achse. Beim Übergang zu R_{p+1} verwandelt sich jeder Querschnitt $Q_p^*(x_1)$ von R_p^* , der einem Werte $x_1 = \text{const.}$ entspricht, in eine n -dimensionale Sphäre mit gleichem Volumen. Um den Inhalt von $Q_p^*(x_1)$ zu berechnen, berechnen wir erst den $n-1$ dimensionalen Querschnitt $Q_p^*(x_1, u)$ von $Q_p^*(x_1)$, der einem Werte $u = \text{const.}$ entspricht, und integrieren dann nach u . $Q_p^*(x_1, u)$ ist aber eine Sphäre des $x_2 x_3 \dots x_n$ Raumes mit dem Radius $\sqrt{F(u) - x_1^2}$. Deren Inhalt ist $g_1 (\sqrt{F(u) - x_1^2})^{n-1}$, wo g_1 eine nur von n abhängige Konstante ist. Der Inhalt von $Q_p^*(x_1)$ ist daher

$$Q_p^*(x_1) = g_1 \int_{-u_0}^{u_0} (\sqrt{F(u) - x_1^2})^{n-1} du$$

wobei über diejenigen Werte von u zu integrieren ist, für die die Wurzel reell ist. Beim Übergang zu R_{p+1} verwandelt sich dieser Querschnitt $Q_p^*(x_1)$ in eine inhaltsgleiche Sphäre des Schnitt-raumes $x_1 = \text{const.}$ Deren Radius ϱ bestimmt man aus der Gleichung

$$g \varrho^n = g_1 \int_{-u_0}^{u_0} (\sqrt{F(u) - x_1^2})^{n-1} du$$

wo g eine von n abhängige Zahl ist und

$$\varrho^2 = u^2 + x_2^2 + x_3^2 + \dots + x_n^2 \text{ bedeutet.}$$

Um die Gleichung der Meridiankurve von R_{p+1} (deren Koordinaten durch Striche bezeichnet werden sollen) zu finden, braucht man nur $\varrho = u^1$ und $x_1 = x_1^1$ zu setzen und hat

$$g u^{1n} = g_1 \int_{-u_0}^{u_0} (\sqrt{F(u) - x_1^{12}})^{n-1} du.$$

Aus dieser Gleichung folgt aber, dass die Meridiankurve von R_{p+1} zentralsymmetrisch und in jedem Quadranten monoton ist. Diese Eigenschaften bleiben auch erhalten beim Übergang zur Fläche R_{p+1}^* .

Nun wollen wir noch zeigen, dass der grösste Abstand eines Punktes der Hyperfläche R_{p+1} vom Ursprung nicht grösser als der grösste Abstand eines auf R_p^* liegenden Punktes vom Ursprung ist. Zu dem Zwecke beachten wir folgendes: der grösste Abstand eines auf $Q_p^*(x_1)$ liegenden Punktes von der x_1 -Achse ist sicher nicht kleiner als der grösste Abstand von der x_1^1 -Achse eines Punktes des entsprechenden Querschnitts von R_{p+1} . Denn würde das nicht der Fall sein, so würde eine Sphäre einen volumengleichen Körper ganz in ihrem Inneren enthalten, was unmöglich ist. Von zwei Punkten, die in einem zur x_1 -Achse senkrechten Schnitt liegen, ist aber derjenige vom Nullpunkt weiter entfernt, der weiter von der x_1 -Achse liegt, denn aus

$$m^2 > l^2 \text{ folgt } m^2 + x_1^2 > l^2 + x_1^2$$

wo m und l die Entfernungen der beiden Punkte von der x_1 -Achse sind.

Da diese Überlegung für alle Querschnitte gilt, so kann beim Übergang von R_p^* zu R_{p+1} der grösste Durchmesser nur verkleinert werden, und daraus folgt die Behauptung.

Beim Übergang von R_{p+1} zu R_{p+1}^* können wir die Abmessungen der anzusetzenden Stücke genügend klein wählen, so dass die Meridiankurve von R_{p+1}^* nicht aus dem Kreise, der durch den grössten Durchmesser von R_p^* gegeben ist, hinaustritt. Wir betrachten nun die Meridiankurven der Rotationshyperflächen R_p^* mit geradem Index. Diese sind monotone, stückweise analytische Kurven, die im Inneren eines Kreises mit dem Radius R in der x_1u -Ebene liegen. R ist dabei der Radius einer Kugel, in deren Innerem sich die Hyperfläche H unterbringen lässt.

Da die Meridiankurven symmetrisch zu den Koordinatenachsen sind, genügt die Betrachtung derjenigen Teile, die im ersten Quadranten der Koordinatenebene liegen. Dieser Teil einer jeden Meridiankurve hat wegen der vorhin aufgezählten Eigenschaften eine Länge, die kleiner als $2R$ ist.

Aus der Folge dieser Kurven lässt sich nun eine Teilfolge auswählen, die gegen eine Grenzkurve konvergiert. Bildet man die dieser Grenzkurve als Meridiankurve entsprechende Rotationshyperfläche um die x_1 -Achse, so wird diese gleichen $n+1$ dimensionalen Inhalt umschliessen, wie jede Hyperfläche der Folge, und einen n -dimensionalen Begrenzungsinhalt haben, der

höchstens gleich der unteren Grenze der n -dimensionalen Inhalte der Hyperflächen der Folge ist, denn aus der Definition des Inhaltes folgt, dass er gleich der unteren Grenze der Inhalte aller Hyperflächen ist, die gegen die gegebene konvergieren.

Es bleibt übrig zu zeigen, dass diese Grenzhyperfläche nur die Sphäre sein kann.

Wenn die Grenzhyperfläche — eine Rotationshyperfläche mit der Drehachse in der x_1 -Achse — keine Sphäre ist, so gibt es sicherlich einen zur u -Achse senkrechten Schnitt, der keine n -dimensionale Sphäre ist. Dieser Wert von u soll mit \bar{u} bezeichnet werden. Dann gilt

$$\bar{b}(\bar{u}) = \delta + \kappa \sqrt[n]{\bar{Q}(\bar{u})^{n-1}}$$

wo $\delta > 0$ ist und $\bar{b}(u)$ und $\bar{Q}(u)$ sich auf die Grenzfläche beziehen und dieselbe Bedeutung haben, wie $b(u)$ und $Q(u)$ bei H .

Da alle Hyperflächen K_p^* der Folge stetig sind und gegen die Grenzhyperfläche konvergieren, so gibt es (wieder ganz analog dem dreidimensionalen Falle) zu einer beliebig vorgegebenen Grösse σ zwei Grössen \bar{p} und h , so dass für

$$p > \bar{p} \text{ und } \bar{u} - h < u < \bar{u}$$

die Ungleichungen gelten

$$b_p(u) > \bar{b}(\bar{u}) - \sigma \quad Q_p(u) < \bar{Q}(\bar{u}) + \sigma$$

wo $b_p(u)$ und $Q_p(u)$ die $b(u)$ und $Q(u)$ entsprechenden Grössen der p 'ten Hyperfläche unserer Folge sind.

Wenden wir diese Ungleichungen auf die zuletzt angeschriebene Gleichung an, so kommen wir zu der Ungleichung

$$b_p(u) > \delta - \sigma + \kappa \sqrt[n]{[Q_p(u) - \sigma]^{n-1}}.$$

Nun können wir σ so wählen, dass

$$b_p(u) > \frac{\delta}{2} + \kappa \sqrt[n]{Q_p(u)^{n-1}} \text{ wird.}$$

Beim Übergang von der p 'ten Hyperfläche der Folge zur nächsten vermindert sich der n -dimensionale Inhalt des im Intervall $\bar{u} - h < u < \bar{u}$ gelegenen Stückes der Hyperfläche um mehr als

$$\lambda = \int_{\bar{u}-h}^{\bar{u}} \sqrt{\left(\frac{\delta}{2} + \kappa \sqrt[n]{Q_p(u)^{n-1}}\right)^2 + Q_p'(u)^2} du - \\ - \int_{\bar{u}-1}^{\bar{u}} \sqrt{\left(\kappa \sqrt[n]{Q_p(u)^{n-1}}\right)^2 + Q_p'(u)^2} du - \frac{\tau}{2^{p+2}}.$$

λ ist grösser als eine von p unabhängige Zahl d . Das folgt aus dem an der entsprechenden Stelle in § 1 angeführten Beweise.

Somit wird beim Übergang von einer Hyperfläche der Folge R_p^* zur nächsten der Oberflächeninhalt jedesmal um mehr als d verringert, und wir können nun in der Folge Hyperflächen angeben, deren n -dimensionaler Inhalt um mehr als eine beliebige Grösse geringer ist, als der Inhalt der gegebenen Hyperfläche H , was aber zu einem Widerspruch führt, da der Inhalt eine wesentlich positive Grösse ist. Unsere Voraussetzung war also falsch und die Grenzfläche der Folge kann demnach nur eine Sphäre sein.

Der Satz ist damit bewiesen, da gezeigt worden ist, dass die $n+1$ dimensionale Sphäre kleineren n -dimensionalen Begrenzungsinhalt hat, als eine beliebige Hyperfläche H , die den am Anfang angeführten Bedingungen genügt und gleiches $n+1$ dimensionales Volumen umschliesst.

§ 3.

Die Methode des vorigen Paragraphen soll zum Beweise folgenden Satzes angewandt werden:

Bei der Randbedingung $u=0$ ist der erste Eigenwert der Differentialgleichung

$$\Delta u + \lambda u = 0 \quad \Delta \equiv \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2}{\partial x_2^2} + \dots + \frac{\partial^2}{\partial x_n^2}$$

am kleinsten für die n -dimensionale Sphäre, wenn wir alle Gebiete betrachten, die gleiches n -dimensionales Volumen haben und von stückweise analytischen $n-1$ dimensional Gebilden begrenzt werden.

Diesen Satz kann man auch, da die Eigenwerte als Minima gewisser Integrale bestimmt werden können, so fassen:

Unter allen Gebieten G des n -dimensionalen Raumes (der durch die rechtwinkligen geradlinigen Koordinaten $x_1 x_2 \dots x_n$ bestimmt ist), die von stückweise analytischen $n-1$ dimensiona-

len Mannigfaltigkeiten begrenzt werden, ist es die n -dimensionale Sphäre, für die das Minimum des Integrales

$$E[\psi] = \int_G^{(n)} \left\{ \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_1} \right)^2 + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_2} \right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial \psi}{\partial x_n} \right)^2 \right\} dx_1 dx_2 \dots dx_n$$

unter den Nebenbedingungen

$$\int_G^{(n)} \psi^2 dx_1 dx_2 \dots dx_n = 1; \quad \int_G^{(n)} dx_1 dx_2 \dots dx_n = 1$$

und $\psi = 0$ am Rande von G

den kleinsten Wert annimmt, wobei von den Funktionen ψ , die zum Vergleich im Minimalproblem zugelassen sind, vorausgesetzt wird, dass sie in G mit Einschluss des Randes stetig sind, in G stetige erste Ableitungen besitzen und dass für sie das Integral E einen Sinn hat.

Als bekannt soll vorausgesetzt werden, dass jedem Gebiete G eine und nur eine Funktion u entspricht, die den ersten Eigenwert $E[u]$ bestimmt. Diese Funktion u ist analytisch bis auf den Rand und verschwindet nirgends im Inneren des Gebietes. Folglich ist sie im Inneren des Gebietes stets positiv oder stets negativ. Es soll vorausgesetzt werden, was keine Einschränkung bedeutet, dass sie negativer Werte nicht fähig ist.

Jetzt soll ein beliebiges Gebiet G betrachtet werden, das den angeführten Voraussetzungen genügt und keine Sphäre ist. Die Funktion $u = f(x_1, x_2 \dots x_n)$, für die in diesem Gebiete $E[u]$ zum Minimum wird, soll als n -dimensionale Hyperfläche des $n+1$ dimensionalen Raumes $x_1 x_2 \dots x_n u$ aufgefasst werden. Trotzdem wir die Hyperfläche nicht beliebig im Koordinatensystem anordnen können, ist auch hier die Bedingung erfüllt,

$$\text{dass} \quad \left(\frac{\partial f}{\partial x_1} \right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial x_2} \right)^2 + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial x_n} \right)^2$$

in keinem n -dimensionalen Gebiete der Hyperfläche unendlich wird oder verschwindet, denn wir haben es hier nicht mehr mit einer aus analytischen Stücken zusammengesetzten Hyperfläche zu tun, sondern mit einer solchen, die durch eine analytische Funktion gegeben ist. Auch kein Stück einer Geraden, die parallel der u -Achse ist, kann der Fläche angehören (auch nicht am Rande von G).

Wir zerlegen die Hyperfläche wie im vorigen Paragraphen in Stücke und führen in jedem Stück die unabhängigen Variablen $u, v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{in-1}$ ein. Dass die Funktion f am Rande von G eventuell nicht analytisch ist, stört weiter nicht, da das nur die $u=0$ entsprechenden Werte betrifft; für alle übrigen Werte bleiben die Funktionen $x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{in}$ und ebenfalls Q analytisch. Indem wir die Transformation der Integrale wie im vorigen Paragraphen durchführen und sie dann summieren, erhalten wir, unter Beachtung des Umstandes, dass D_i im gegebenen Falle immer positiv ist,

$$E[u] = \int_0^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \frac{M_i^2}{D_i} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \right\} du;$$

$$\int_0^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \right\} u^2 du = 1;$$

$$\int_0^b \left\{ \sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \right\} du = 1.$$

Genau wie früher, sind auch diese Integrale nötigenfalls als uneigentliche Integrale aufzufassen.

Beachten wir, dass die Nebenbedingungen auch so geschrieben werden können

$$\int_0^b u^2 Q'(u) du = -1; \quad \int_0^b Q'(u) du = -1.$$

Unter Benutzung der im vorigen Paragraphen berechneten Größen $Q(u)$ und $b(u)$ machen wir uns zur Aufgabe, das Minimumproblem

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \frac{M_i^2}{D_i} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} = \min$$

unter den Nebenbedingungen

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} D_i dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = -Q(u);$$

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} |M_i| dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} = b(u)$$

zu lösen.

Wir entwickeln $\frac{M_i^2}{D_i}$ nach dem Maclaurinschen Satze und erhalten, unter Benutzung der im vorigen Paragraphen eingeführten Bezeichnungen,

$$\frac{M_i^2}{D_i} = \frac{M_0^2}{D_0} + \mu_i \frac{2 M_0}{D_0} - \delta_i \frac{M_0^2}{D_0^2} + \frac{(\mu_i D_0 - \delta_i M_0)^2}{(D_0 + \theta \delta_i)^3}; \quad 0 < \theta < 1.$$

Da D_i und folglich auch $D_0 + \theta \delta_i$ immer positiv ist, ist das letzte Glied in dieser Gleichung immer grösser oder gleich Null. Integration und Summation ergibt, da das zweite und dritte Glied rechts fortfällt und

$$\frac{M_0}{D_0} = -\frac{b(u)}{Q'(u)} \text{ ist,}$$

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \frac{M_i^2}{D_i} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{i_{n-1}} \geq -\frac{b(u)^2}{Q'(u)}$$

wobei das Gleichheitszeichen nur in dem Falle gilt, wenn

$$\mu_i D_0 - \delta_i M_0 = 0$$

oder, was damit gleichbedeutend ist, wenn

$$\frac{M_i}{D_i} \text{ von } v_{i1}, v_{i2}, \dots, v_{i_{n-1}}$$

unabhängig ist.

Da auf Grund des im vorigen Paragraphen bewiesenen Satzes stets gilt

$$b(u) \geq \kappa \sqrt[n]{Q(u)^{n-1}}$$

wo κ eine nur von n abhängige Zahl ist und das Zeichen $=$

nur für eine Sphäre richtig ist, so können wir schreiben

$$\sum_{i=1}^k \int_{B_i(u)}^{(n-1)} \frac{M_i^2}{D_i} dv_{i1} dv_{i2} \dots dv_{in-1} \geq - \frac{\kappa^2 \sqrt{Q(u)^{2(n-1)}}}{Q'(u)}.$$

Indem wir die Ungleichung nach u von 0 bis b integrieren, finden wir

$$E[u] \geq -\kappa^2 \int_0^b \frac{\sqrt{Q(u)^{2(n-1)}}}{Q'(u)} du.$$

Das Gleichheitszeichen kann hier nur in dem Falle in Kraft treten, wenn alle $Q(u)$ Sphären sind und $\frac{M_i}{D_i}$ eine Funktion nur von u ist. Es müsste also f eine Rotationshyperfläche sein, was aber nicht der Fall ist, da $Q(0)$ keine Sphäre ist.

Nun ordnen wir der Hyperfläche f eine Rotationshyperfläche $u = \varphi(x_1, x_2, \dots, x_n)$ zu, deren alle $Q(u)$ dieselben Werte haben wie die entsprechenden der Hyperfläche f . Diese Rotationshyperfläche befriedigt die Nebenbedingungen und erteilt dem Integral E einen kleineren Wert, als es f tut. Das Integral ist in diesem Falle über die n -dimensionale Sphäre zu erstrecken und soll zum Unterschiede mit E^* bezeichnet werden. φ ist eine im Minimumproblem $E^*[\varphi]$ zum Vergleich zugelassene Funktion, und das Integral $E^*[\varphi]$ ist daher grösser oder gleich dem ersten Eigenwerte der Sphäre. Dieser letztere ist daher kleiner (unter Ausschluss der Gleichheit) als $E[f]$. Da G ein beliebiges nicht sphärisches Gebiet war, das den Bedingungen des Satzes genügt, so ist der Beweis des angekündigten Satzes erbracht.

§ 4.

Nun soll gezeigt werden, dass der zweite Eigenwert bei der im vorigen Paragraphen behandelten Aufgabe für dasjenige Gebiet den kleinsten Wert hat, welches aus zwei inhaltsgleichen Sphären besteht (im Falle $n=2$ entsprechend aus zwei inhaltsgleichen Kreisen).

Es seien folgende bekannte Tatsachen vorausgeschickt:

Der zweite Eigenwert existiert für jedes Gebiet G und ist sicherlich nicht kleiner, als der erste.

Die Nullstellen der zweiten Eigenfunktion teilen das Gebiet

in zwei Teile, da die zweite Eigenfunktion wegen der Bedingung

$$\int_G^{(n)} f \psi dx_1 dx_2 \dots dx_n = 0$$

wo f die erste Eigenfunktion ist, nicht überall dasselbe Vorzeichen haben kann, denn f hat bekanntlich stets einerlei Vorzeichen. Die zweite Eigenfunktion muss also in einem Teile des Gebietes positiv, im anderen negativ sein. Die Grenze der Teilgebiete bilden die Nullstellen der Eigenfunktion. In mehr als zwei Teile können die Nullstellen der zweiten Eigenfunktion das Gebiet aber auch nicht teilen¹⁾.

Der zweite Eigenwert des ganzen Gebietes kann nun aber als erster Eigenwert eines jeden der Teilgebiete aufgefasst werden.

Wir betrachten nun dasjenige Teilgebiet, dessen Inhalt kleiner oder gleich dem halben Inhalt des ganzen Gebietes ist. Sein erster Eigenwert ist sicherlich grösser als der erste Eigenwert der inhaltsgleichen Sphäre, und erst recht grösser als der erste Eigenwert der Sphäre, deren Inhalt genau gleich der Hälfte des Inhaltes des gegebenen Gebietes G ist.

Den kleinsten zweiten Eigenwert erhält man also, wenn jedes der Teilgebiete eine Sphäre mit dem halben Inhalt des Gebietes G ist, d. h. wenn das ganze Gebiet aus zwei inhaltsgleichen Sphären besteht.

Es liegt die Vermutung nahe, dass der k 'te Eigenwert am kleinsten ist für ein Gebiet, das aus k inhaltsgleichen Sphären besteht.

Mit denselben Mitteln, wie im Falle $k=2$, lässt sich dieser Satz aber nicht beweisen, denn es ist wohl richtig, dass die Nullstellen des k 'ten Eigenwertes das Gebiet in höchstens k Teile teilen, dass es aber auch wenigstens k sein müssen, trifft sicherlich nicht zu.

1) Vgl. Courant. Ein allgemeiner Satz zur Theorie der Eigenfunktionen selbstadjungierter Differentialausdrücke. Göttinger Nachrichten 1923.

**EIN BEITRAG ZUR FRAGE DES VORRÜCKENS
DES PEIPUS AN DER EMBACHMÜNDUNG UND
AUF DER PEIPUSINSEL PIRISAAR IN DEM ZEIT-
RAUM VON 1682 BIS 1900**

VON

A. MIELER

TARTU (DORPAT) 1926

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

In den nachfolgenden Zeilen soll, neben einer morphologischen Übersicht, die Frage der Strandverschiebung des Peipus-sees, speziell an der Emajõgi-Mündung (Embachmündung) und an der Insel Piirisaar (Pirisaar)*, mit Hilfe von Kartenmaterial aus dem Zeitraum von 1682—1900, behandelt werden.

Lage und Hydrographie des Peipussees.

Der Peipussee mit seinem südlichen Anhängsel, dem Pihkva järv (Pleskauer See), ist an der Grenze von Eesti und Russland gelegen; er erstreckt sich in NNW—SSO Richtung von $57^{\circ} 50' 35''$ nördlicher Breite im Süden bis $59^{\circ} 0' 34''$ im Norden. Sein westlichster Punkt erreicht $26^{\circ} 56' 49''$, sein östlichster $28^{\circ} 10' 19''$ östliche Länge von Greenwich.

Die Länge¹⁾ des eigentlichen Peipus beträgt 74 km, seine grösste Breite 47 km; die Länge des Pleskauer Sees beträgt 36 km, die Breite 19,2 km; die schmale seeartige Verbindung beider Seen, der sogenannte Lämmi järv (der Warme See), ist 28,5 km lang, an der breitesten Stelle 8 km, an der schmalsten Stelle 1800 m breit; diese schmale Stelle birgt zugleich die grösste Tiefe des Peipus von 17,6 m. Die Gesamtlänge des Sees erreicht somit 138,5 km. Das Areal des Sees schwankt, je nach der Höhe des Wasserstandes, zwischen 3600—4500 km²²⁾. Der Peipus ist ungemein flach; am Westufer beträgt die Tiefe in

* Beim ersten Erwähnen der Namen steht an erster Stelle die estnische Bezeichnung, und in Klammern die deutsche. Später werden sie in dem Text immer nur mit dem deutschen Namen angeführt.

1) Aug. Wellner, Eesti Hüdrograafia ülevaade I. Hydrographie d'Eesti. Tallinn (Reval) 1922. S. 50, 51, 52.

2) Nach Eesti I, Tartumaa, Tartu (Dorpat) 1925, ist die Länge des ganzen Sees von Kauksi bis zur Welikajamündung 143 km, die grösste Breite zwischen Mustvee—Laptowitschi 50 km, das Areal 3583,8 km².

Eine allgemeine Übersicht (nach Gr. v. Helmersen, Der Peipussee und die obere Narova. Beiträge zur Kenntniss des Russischen Reiches. St. Petersburg 1864. S. 1—88) gibt die Peipuskarte auf Taf. I.

der Entfernung von 20 m vom Ufer im allgemeinen 0,75—1 m, in 4 km Entfernung 6—8 m. In der Mitte des Peipus beträgt die grösste Tiefe 13,4 m. Das Bodenrelief des südlichen Teiles ist etwas wechsellvoller, zwischen Pirisaar und dem Westufer ist die Tiefe 9 m, weiter südlich 3 m; in dem schmalen Verbindungssee steigt die Tiefe auf 7 m; an der schmalsten, nur 1800 m breiten Stelle, beträgt die Tiefe auf einer Strecke von 1 km—10 m. In dem Pleskauer See schwankt die Tiefe zwischen 6—7 m. Die mittlere Tiefe des Peipus beträgt 7,5 m. Die mittlere Höhe des Wasserspiegels im Jahr beträgt 30,25 m, die Sommerhöhe 30,11 m über dem Kronstadter Nullpunkt. Bei starken Winden kann der Wasserstand lokal bis 0,80 m steigen, resp. bis 0,36 m sinken: die Amplitude des Wasserstandes infolge der Windwirkung erreicht also 1,16 m. Die Amplitude zwischen dem niedrigsten Tiefstand vor der Schneeschmelze und dem Frühlingshochwasser beträgt 0,80 m. Nach den historischen Daten erreichen die extremsten Schwankungen sogar die Höhe von 2,5 m, ein Umstand, der bei der Küstenentwicklung des Sees eine wichtige Rolle spielt.

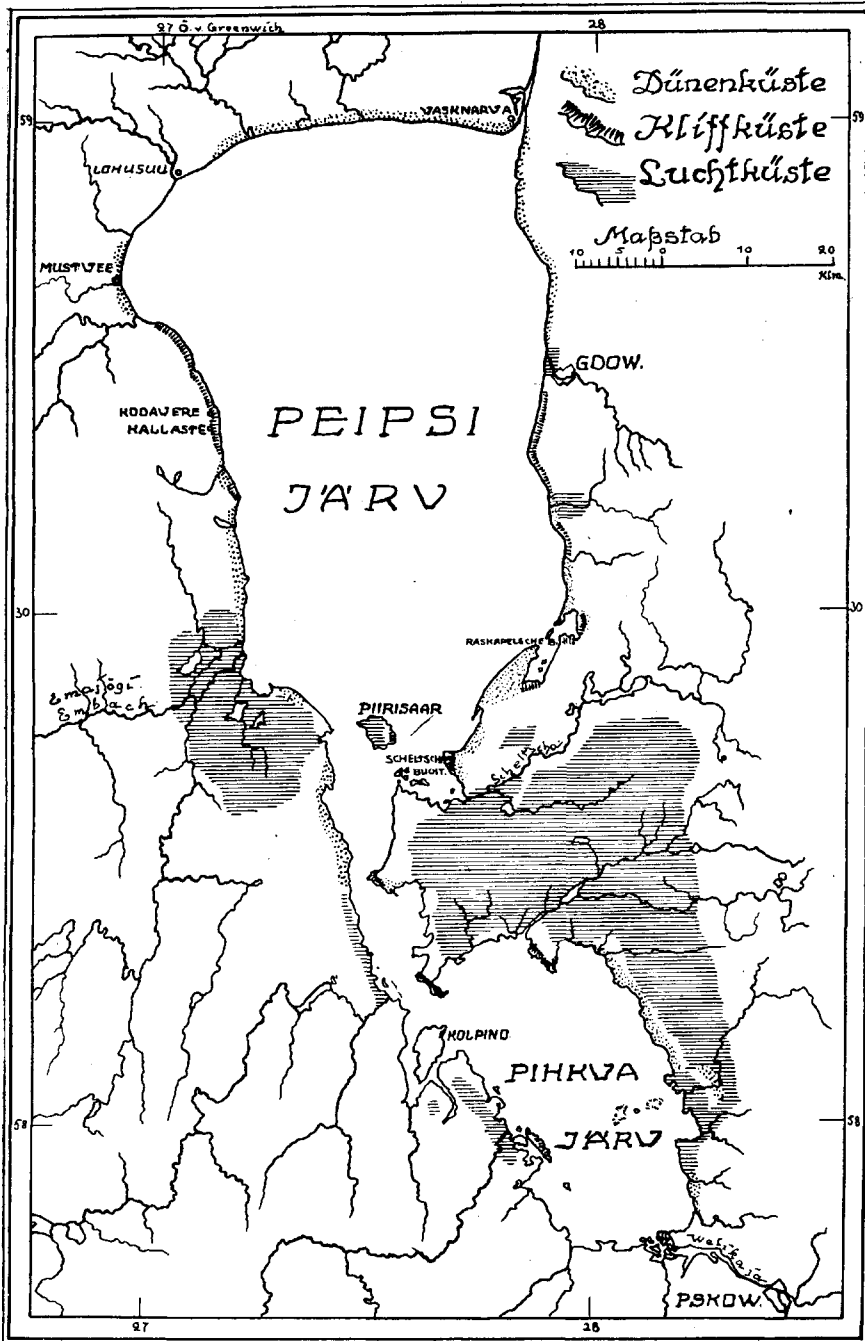
Der Peipus und der Pleskauer See empfangen bedeutende Zuflüsse, von denen der Embach und die Welikaja die wichtigsten sind. Den einzigen Ausfluss bildet die Narva (Narowa) im Norden, die nach 75,7 km langem Lauf den Finnischen Meerbusen erreicht; bei Narva (Narwa) stürzt sie den Ordoviciumpkalkrand hinab, einen 7 m hohen Wasserfall bildend. Unterhalb des Wasserfalls befinden sich in dem Tal, das der Wasserfall beim Rückschreiten gebildet hat, Stromschnellen mit 10,86 m Gefälle auf 3,2 km Lauf.

Die mittlere Wassermenge der Narowa beim Ausfluss aus dem Peipus beträgt 322,7 m³ per sec. (561 m³ per sec. im April und 168 m³ per sec. im Dezember).¹⁾

Morphologie des Peipusbeckens.

Der Peipussee liegt im Gebiet des Mitteldevons; nur die Nordostecke des Sees greift in das Silur- und Ordoviciumbereich über, deren Kalkschichten aber am See nirgends zum Vorschein

1) Aug. Wellner, *Narowajõe uurimise andmed ja weejõu kasutamise kawa*. (Ergebnisse über die Erforschung der Narowa etc.). Tallinn (Reval) 1923. S. 109.



Allgemeine Übersichtskarte der Küstenformen des Peipus (nach Gr. v. Helmersen).

kommen. Der Devonsandstein tritt unmittelbar an dem Westufer des Peipus bei Kallaste (Krasnaja Gora) als Kliffküstenwand von $1\frac{1}{2}$ km Länge und durchschnittlich 9 m Höhe auf.

An der Ostküste¹⁾ kommt Devon zum Vorschein im Flussbett der Gdowka; bei Msda liegt der Devonsandstein unter einer dünnen Schicht von Diluvialton²⁾.

Westlich und östlich vom Peipus befinden sich von Urstromtälern durchzogene, mit mächtigen Moränenablagerungen bedeckte Devonplateaus. Nördlich vom Peipus zieht sich die Niederung zum Finnischen Meerbusen hin. Neuere Untersuchungen³⁾ weisen auf das Vorhandensein eines paläozoischen Sattels, westlich vom Peipus, hin, dessen Sattellinie von Vainupää (Wainopä) am Finnischen Meerbusen, rund 100 km westlich von Narwa, zum Nordende des Virtsjärv (Wirtzjärw) in NS Richtung streicht. Die grösste Höhe erreicht der Sattel im Pandivere- (Pantifer-) Plateau, wo die Porkuni- (Borkholmer) Schicht in 114 m Höhe über dem Finnischen Meerbusen ansteht; das Nordende ist bei Varangu (Warrang) in Haljala (Halljal) 56 m hoch, das Südende 15 km im NO vom Nordufer des Wirtzjärw etwa 34 m hoch.⁴⁾ In Vaibla (Waibla) am Nordende des Wirtzjärw liegen die Silurschichten nach L. v. z. Mühlen schon in einer Tiefe von 8,4—9 m. Die Sattelhöhe hat also im Pantiferschen Plateau ihre höchste Erhebung. An der Ostseite des Sattels hat stud. geol. R. Jaanson das Fallen der paläozoischen Schichten festgestellt; es beträgt von Varangu bis Narwa längs des Finnischen Meerbusens 36 m auf rund 100 km. Südlicher ist das Fallen

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34. Helsingfors 1913—1914. S. 94.

2) I. B. Шпиндлеръ и А. ф. Зенгбушъ, Чудское озеро. Извѣстия Императорскаго Русск. Геогр. Общ. Томъ XXXII. 4 (I. B. Spindler und A. v. Sengbusch, Der Peipussee. Nachrichten der Kaiserl. Russ. Geogr. Ges. Bd. XXXII. 4). St. Petersburg 1896. S. 236.

3) A. v. Wahl, Mitteilungen über die Geologie von Borkholm und seiner Umgebung. Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft bei der Universität Dorpat Bd. XXIX. 1922. S. 24.

4) Obengenannte von mir festgestellte südlichste Silurgrenze, 11 km südlicher als die bisher angenommene, befindet sich bei Reino $2\frac{1}{2}$ km nö. von Utsali an der Pedja; die Adavere- (Adafersche) Schicht befindet sich hier unter einer $\frac{1}{2}$ Meterschicht von Humus.

L. v. z. Mühlen, Zur Geologie und Hydrologie des Wirzjerw-Sees. Abhandlungen der Kgl. Pr. Geologischen Landesanstalt. Neue Folge, Heft 83. Berlin 1918. S. 51.

der Schichten nicht gemessen worden, das Fallen der Felsoberfläche von Borkholm bis Tudulinn (Tuddolin) nördlich vom Peipus beträgt 80 m auf 50 km.

Obenerwähntes weist auf die Wahrscheinlichkeit einer präglazialen Senke, wenigstens im Ordovicium- und Silurgebiet nördlich vom Peipus, hin, die von dem anrückenden Landeis im weichen Devonsandstein in NNW—SSO Richtung verlängert und vertieft wurde.

Der Peipuseisstausee, der sich beim Rückzuge des Eisrandes vor dem letzteren bildete, musste einen Abfluss der Schmelzwasser durch das Embach-Felliner Urstromtal nach Westen zum Rigaschen Meerbusen suchen, da der Abfluss nördlich zum Finnischen Meerbusen durch das vorlagernde Eis versperrt war¹⁾. Die Viljandi- (Felliner) Wasserscheide liegt einige km östlich vom Felliner See, dessen Höhe nach der russischen Generalstabskarte (1:42000) 42,2 m ist, die Wasserscheide selbst ist kaum $\frac{1}{2}$ m höher als die jetzige Oberfläche des Sees²⁾. Die Höhe der Wasserscheide erklärt die bedeutende Höhe des höchsten Wasserstandes des Eisstaues und der entsprechenden Terrassen und Strandwälle.

Es ist anzunehmen, dass die Höhe des Peipus- und Wirtzjärw-Eisstaues eine ziemlich konstante blieb, solange der Abfluss über die Felliner Wasserscheide vor sich ging, da die Erosion nur sehr langsam arbeitet.

In Bezug auf Geologie und Morphologie des Wirtzjärw- und des Peipusbeckens sowie des Embachurstromtales ist von namhaften Forschern Grundlegendes geleistet worden³⁾.

1) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34. Helsingfors 1913. S. 62, 63.

2) J. Rumma, Viljandi oru veelahe. „Loodus“ № 1. Tartu (Dorpat) 1923. S. 31—53.

3) G. Grewingk, Geologie von Liv- und Kurland. Archiv für Naturkunde Liv-, Est- und Kurlands. Herausgeg. v. d. Dorpater Naturforscher-Gesellschaft. 1. Ser. 2. Bd. Dorpat 1861.

G. Grewingk, Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands. Ebenda 1. Ser. 8. Bd. 1879.

Br. Doss, Gutachten über das Projekt einer Grundwasserversorgung der Stadt Dorpat. Riga 1906.

L. v. z. Mühlen, Der geologische Aufbau Dorpats und seiner nächsten Umgebungen. Sitzungsberichte der Naturf.-Ges. bei der Univ. Dorpat 1912.

L. v. z. Mühlen, Zur Geologie und Hydrologie des Wirtzjärw-Sees.

Es lagen aber bis jetzt keine genauen, an Hand von Bohrungen gemachten Höhenmessungen der vom höchsten Wasserstand abhängigen mächtigen Terrassen und Strandwälle speziell in dem nördlichen und nordwestlichen Teil der Wirtzjärwniederung, in dem Embachurstromtal und in dem Peipusbecken vor.

Meine diesbezüglichen Nivellements- und Bohrungsarbeiten in dem genannten grossen Gebiet, die ich mit Unterstützung der Universität Tartu (Dorpat) und der Naturforscher-Gesellschaft zu Dorpat im Laufe mehrerer Sommer ausgeführt habe, ergaben für das ganze Embachtal als Linie des höchsten Wasserstandes die Höhe von annähernd 43 m über dem Kronstadter Nullpunkt (siehe Tafel II).

Diese Tatsache erklärt den Formenschatz des Embachurstromtales sowie der beiden Seebecken, deren mächtige Strandwälle und Sandterrassen jetzt eine übersichtliche und einheitliche Erklärung finden. Es muss aber noch in Betracht gezogen werden, dass die postglaziale Hebung nach Westen zu grösser gewesen ist als am Peipus, infolge wovon die Felliner Wasserscheide zur Zeit des Eisstausees niedriger lag als jetzt; ausserdem ist das Felliner Urstromtal, wo sich die Wasserscheide befindet, mit einer mächtigen Torfschicht bedeckt; die wirkliche Talsohle liegt also noch bedeutend niedriger¹⁾. Die Terrassen und Strandwälle des höchsten Wasserstandes im Peipusbecken lassen sich nördlich vom Embach von Kavastu (Kawast) an in ununterbrochener Folge über Alatskivi (Allatzkiwi), Kodavere (Koddafer), Rannamõisa (Tellerhof) verfolgen.

Die Uferlinie des höchsten Wasserstandes steigt hier in nördlicher Richtung auf einer Strecke von 28 km um rund 7 m, (Höhe bei Kavastu circa 13 m, bei Kodavere 20 m über dem mittleren Peipusspiegel). (Siehe Tafel II.)

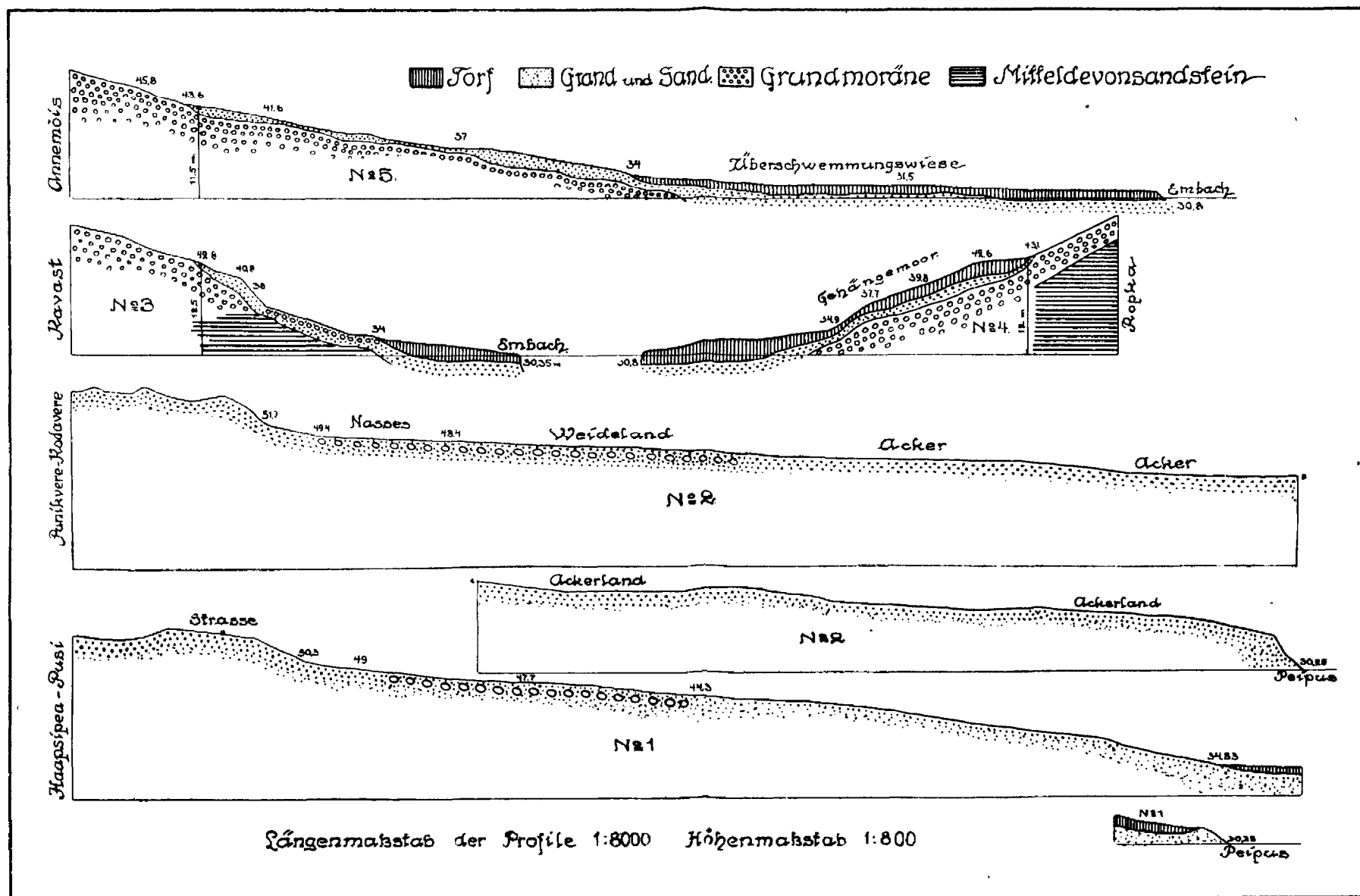
Landschaftlich hat das Gelände unterhalb der höchsten Stauseegrenze ein charakteristisches Gepräge, das sich scharf von dem Gelände oberhalb derselben abhebt: durch Küstenerosion

Abhandlungen der Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 83. Berlin 1918.

H. Hausen, Pleistozäne Bildungen etc.

H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc.

1) Nach den russischen Generalstabskarten beträgt die Höhe des Peipus 30,25 m, die des Embachs unterhalb Dorpats 30,88 m und die des Wirtzjärws 34,54 m. Nach den Messungen des Bureaus zur Erforschung der Innengewässer Eestis war die Höhe des Embachs bei Dorpat im Sommer 1923 30,75 m und die des Wirtzjärws 33,80 m über dem Kronstadter Nullpunkt.



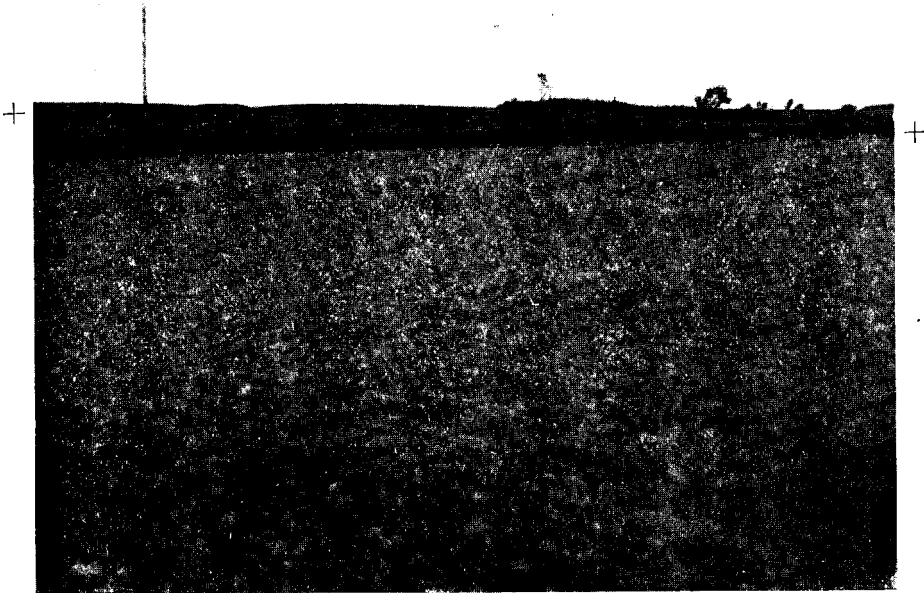
A. Mieler.

Embach- und Peipusprofile.

und Akkumulation entstandene, zum Peipus sanft absteigende, stellenweise mit Blocksteinen übersäte Flächen, die landeinwärts von Steilhängen und Strandwällen umrahmt sind, geben der Landschaft eine grosszügige Einheitlichkeit. (Siehe Abb 1.)

Küstenformen des Peipus.

Der Peipus weist zwei Küstengrundformen auf: Die **Flach-** und die **Kliffküste**. Am meisten vertreten sind aber deren Gruppen- und Übergangsformen ¹⁾.



Phot. A. Mieler.

Abb. 1. Alte Strandterrasse (+) nördlich von Alatskivi (Allatzkiwi).

I. Gruppenformen der **Flachküste**:

- 1) Die **Dünenküste** kommt sehr oft vor; in ausgebildeter Form findet man sie an der Nordseite des Peipus; die Dünen erreichen hier eine Höhe von 10,7 m; das niedrige Hinterland weist eine grosse Anzahl von NO—SW streichender niedriger Wälle auf, die nach Hausen ²⁾ als Eisseestrandbildungen zu erklären sind.

1) Zur allgemeinen Übersicht diene Tafel I.

2) H a u s e n, Pleistozäne Bildungen etc. S. 62.

- 2) Die Überschwemmungswiesenküste, hier auch Luchtküste genannt¹⁾, findet sich fast an allen Flussmündungen. Die grössten Luchten befinden sich an der Embachmündung auf der Westseite des Peipus, an der Ostseite zwischen dem Peipus und dem Pleskauer See dehnt sich die grosse Scheltschamündungsniederung aus. Die Lucht erhebt sich nur wenig über die Oberfläche des Sees. Bei



Phot. A. Mieler.

Abb. 2. Die Emajögi-Mündung (Embachmündung).

Hochwasser im Frühling ist sie weit überschwemmt. Die Embachlucht ist von mehreren Seen durchsetzt, die durch Flussarme mit dem Peipus in Verbindung stehen und niedrige Ufer haben. (Siehe Abb. 2.)

Die Luchtküste weist Verschiedenheiten auf. An einigen Stellen bespült der See frisch angeschnittene Torfufer. An anderen Stellen geht das schilfbewachsene Seeufer allmählich in die Lucht über. Sehr oft sind die Luchtufer mit einem schmalen, sandigen Streifen besetzt, an anderen

1) Lucht = Überschwemmungswiese.

Stellen erscheinen Strandwälle, hinter denen sich die niedrige Lucht ausdehnt.

- II. Die Kliffküste.** Als „Grundform“ erscheint die Kliffküste am Peipus bei Kallaste (Krasnaja Gora), wo sie sich als steile Devonsandsteinwand von 9 m Höhe und $1\frac{1}{2}$ km Länge mit sehr schmalen Vorstrand hinzieht. Der Fuss der Steilwand weist Nischenbildung auf. Einen breiteren Vorstrand haben Kliffküsten, deren Hänge aus Moränenmaterial oder Stauseeablagerung bestehen; auch sie werden vom Hochwasser gespült und weisen frisch ange-



Abb. 3. Kliffküste bei Kallaste (Krasnaja Gora). (Übernommen aus „Tartumaa“.)

schnittene Steilwände auf. Dem Fusse des Steilhangs entlang zieht sich gewöhnlich eine Reihe von Blocksteinen. (Siehe Abb. 3, 4.) Eine „Gruppenform“ der Kliffküste ist die Talbuchtküste von Kolpino mit vorgelagerter gleichnamiger Insel.

Als Gruppenform vereiniger Flach- und Kliffküsten erscheint die boddenähnliche Talbucht der Scheltscha, die sowohl Kliff- wie Luchtküste aufzuweisen hat. Hierher gehört auch die haffähnliche Bucht von Raskopel mit Landzungen, Dünen- und Moränenkliffküste¹⁾.

1) Gr. v. Helmersen, Der Peipussee und die obere Narowa etc.

Die Strandverschiebung am Peipus.

Der Peipus, sowie der Pleskauer See weisen an allen Küsten eine vorwärtsschreitende Tendenz auf, dasselbe gilt für die Inselküsten; nirgends haben die Küsten Landgewinn zu verzeichnen, wohl aber Landverlust und fortschreitende Versumpfung. (Siehe Abb. 5.)

I. Beweise aus der Literatur. M. G. Paucker¹⁾ sagt über die Embachmündung, dass die Mündung sowie der



Abb. 4. Peipusküste bei Kodavere (Koddafer).

Phot. A. Mielert.

dort befindliche Krug vormals weiter abwärts am See gelegen gewesen seien; das rechte Ufer, das früher wie eine Landzunge in den See hineingeragt habe, sei von Jahr zu Jahr durch Eisgang wie durch Überschwemmung weggerissen worden, so dass es sich im Sommer 1808 als eine kaum über die Wasserfläche sich erhebende Insel bemerkbar mache, die immer mehr abnehme.

1) M. G. Paucker, Vermessung des Embachs, seines Laufes und seiner Profile im Sommer des Jahres 1808. Archiv für Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands. I. Serie. B. I. Sonderabdruck. Dorpat 1855. S. 62.

K. E. v. Baer¹⁾ führt unter anderem die Tatsache an, dass am Nordufer des Peipus nicht weit vom Ausfluss der Narowa aus dem See sich ehemals eine flache Insel befunden habe, welche die Bewohner von Vasknarva (Syrenetz) als Weideplatz für ihr Vieh benutzten; es sollen damals noch Greise gelebt haben, die den Transport der Tiere besorgt hatten. Jetzt sei die Insel fortwährend unter Wasser und käme nur auf kurze Zeit zum Vorschein.

Gr. v. Helmersen²⁾ fasst seine Beobachtungen über den Peipus kurz wie folgt zusammen:

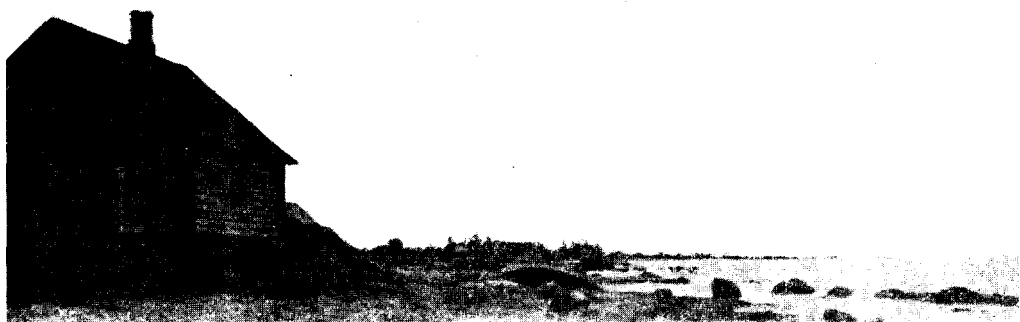


Abb. 5. Peipusküste bei Rannamõisa (Tellerhof).

Phot. A. Mieler.

- 1) „Die mit Steilufer versehenen Inseln werden langsam aber sicher zerstört.
- 2) Die Steilufer müssen früher eine viel grössere Ausdehnung gehabt haben als jetzt.
- 3) Die Anzahl der Inseln hat sich durch Teilung der vorhandenen Inseln und Halbinseln vermehrt.
- 4) Durch die Uferzerstörungen in der langen Reihe von Jahren wird dem Boden des Sees keine unbeträchtliche Menge von Sand zugeführt, welche von einem einzigen Ausfluss nicht fortgebracht wird.“

1) Изслѣдованіе о состояніи рыболовства въ Россіи. Изданіе Мин. Госуд. Имущ. Томъ I. С.-Петербургъ 1860 г. (Untersuchungen über den Stand des Fischereiwesens in Russland. — Veröffentl. des Ministeriums der Reichsdomanen. St. Petersburg 1860.)

2) Gr. v. Helmersen, Der Peipussee und die obere Narowa etc.

I. B. Spindler¹⁾ konstatiert die fortschreitende Versumpfung des Peipusküstengebiets namentlich zwischen Rāpina (Rapin) und Meeksi (Mecks), wo im Laufe von 35 Jahren der versumpfte Streifen 4 km an Breite zugenommen habe.

H. Hausen²⁾ weist eine positive Verschiebung des Strandes bei Syrenetz an der nördlichen Peipusküste nach.

Genaue fortdauernde Pegelmessungen³⁾ sind am Peipus erst seit 1902 angestellt worden, im genannten Jahr wurde am Narowaausfluss am Nordufer des Peipus ein ständiger Pegel aufgestellt. In den Jahren 1920 und 1921 sind am Peipus noch weitere 3 Pegel aufgestellt worden.

Die Beobachtungen am Narowaausfluss seit 1902 im Laufe von 18 Jahren haben gezeigt, dass in diesem Zeitraum keine Hebung des Peipusspiegels zu vermerken war; allerdings ist der beobachtete Zeitraum zu kurz, um daraus Schlüsse auf die Hebung oder Senkung des Peipusspiegels ziehen zu können.

II. Vergleich des Kartenmaterials. Aus der Vergleichung des historischen Kartenmaterials lässt sich das fortschreitende Vorrücken des Peipusufers an der Embachmündung seit 1682 beweisen.

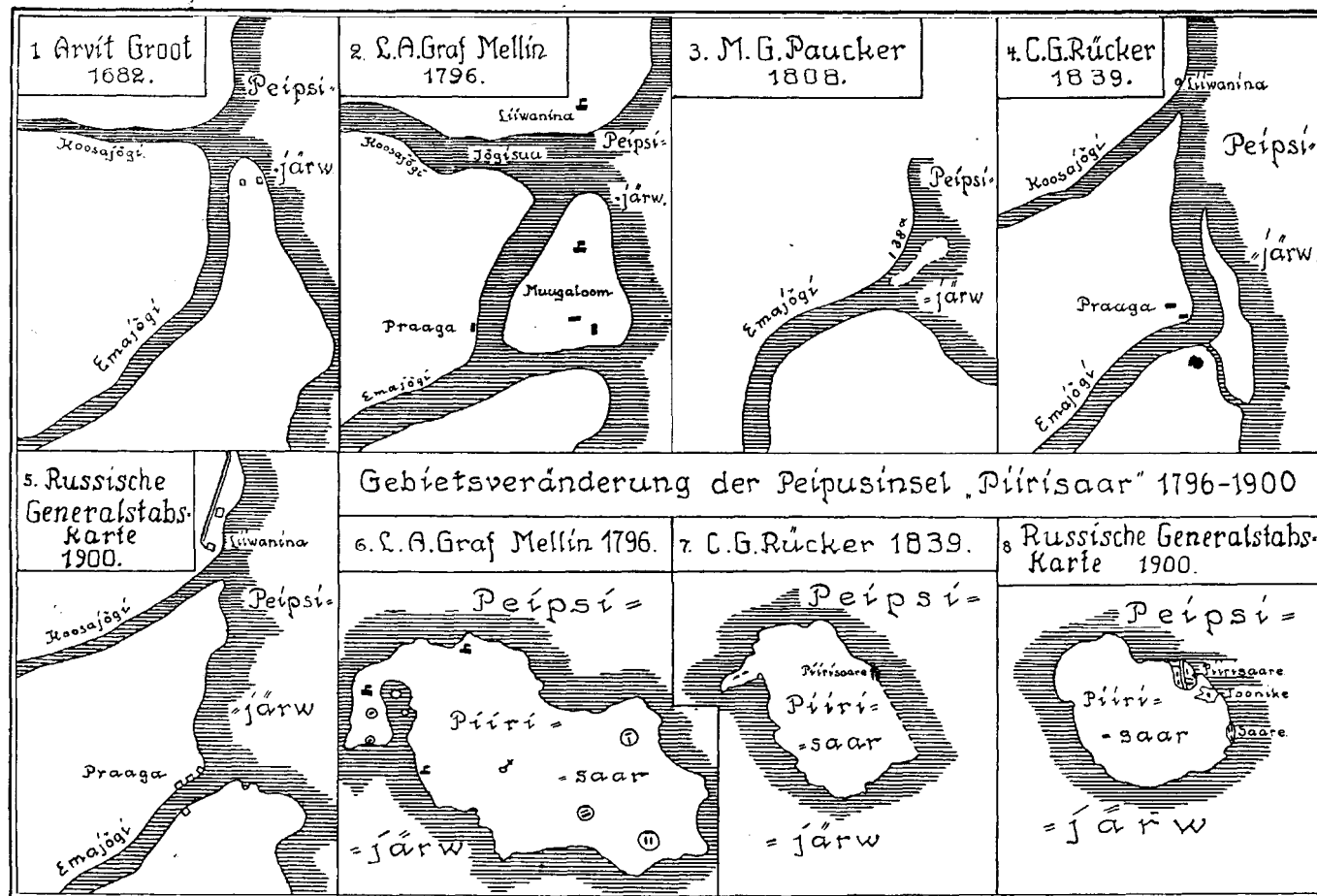
Die benutzten Karten sehr verschiedenen Masstabs wurden mit Hilfe des Pantographen auf einen Masstab gebracht, so dass sich die Entwicklung und Verschiebung der Küstenlinie bequem überschauen lässt (siehe Tafel III). Die Verschiebung der Küstenlinie an der Embachmündung seit 1682 ist auf 1 km zu schätzen.

Nach der schwedischen Karte des Gutes Kastre (Kaster) aus dem Jahre 1682 haben die beiden Mündungsarme des Embachs, der Embach und der Koosafluss, eine gemeinsame Mündung; jetzt liegen die Mündungen 1300 m voneinander entfernt. Auf der Mellinschen Karte v. J. 1796 ist die Halbinsel zwischen dem rechten Ufer des Embachs und dem Peipus, die auf der Karte von 1682 zu sehen ist, in eine Insel verwandelt, indem der Peipus mit dem Embach durch einen Wasserarm verbunden ist. Die Insel hat zwei Siedelungen und einen Krug und führt den Namen Muugaloom

1) I. B. Шпиндлеръ и А. ф. Зенгбушъ, а. а. О. SS. 233, 238.

2) H. Hausen, Pleistozäne Bildungen etc. S. 64.

3) A. Wellner, Eesti Hüdograafia ülewaade I. Hydrographie d'Eesti. Tallinn (Reval) 1922. SS. 158—161.



Mahstab der Karten 1-5 30000

Mahstab der Karten 6-8 150000

(Mugalom). Diese Insel hat nach der Karte eine Breite von 800 und eine Länge von 1050 m. Nach der Pauckerschen Karte von 1808 hat die Insel beträchtlich an Areal abgenommen. Die Rückerische Karte von Livland von 1839 zeigt die Situation wieder verändert: eine schmale Insel ist vorhanden; sie hat sich im Vergleich mit der Pauckerschen Karte verlängert; die Länge beträgt 1300 m, die Breite 300 m. Es sind keine Siedelungen auf der Insel verzeichnet. Endlich ist aus der russischen Generalstabskarte 1:42000 vom Jahre 1900 zu ersehen, dass die Insel vollständig verschwunden, und der Embach, der die Insel landwärts begrenzte, mit dem Peipus verschmolzen ist.

Das alte Embachbett lässt sich aber noch heute bei einer Dampferfahrt von Praaga (Praga) bis Liivanina verfolgen, an Stelle der Mündunginsel Mugalom befindet sich eine weite, schilfbewachsene Untiefe. Zwischen dieser Untiefe und der schilfbewachsenen Küste in circa 200 m Entfernung von letzterer zieht sich der alte Flusslauf von Praga bis Liivanina hin, im Volksmunde noch jetzt „der Alte Embach“ genannt.

Im ganzen lässt sich aus den Karten ersehen, dass der Unterlauf des Embachs sowie derjenige des Koosa-(Kosa-)Flusses infolge des äusserst trägen Laufes, den sie hier haben, ihre Betten im Laufe von mehr als 2 Jahrhunderten wenig geändert haben. Die Ufer sind hier an beiden Seiten schilfbewachsen, ohne Prall- und Gleithang.

Nicht unerwähnt bleibe, dass im Volksmunde die Durchbrüche an den Mäanderloben des Embachs als schwedische oder russische Kanalbauten gelten; so heisst es bei Paucker¹⁾ über die Entstehung eines Embachmäanderdurchbruchs gleich oberhalb der Abzweigung des Koosaflusses: „Diese Stelle ist den Landleuten merkwürdig. Sie erzählen nämlich, dass, als Kaiser Peter der Grosse in der hier befindlichen beträchtlichen Flusskrümmung mit seinen Schiffen eingeschlossen war, er sich dadurch gerettet habe, dass er zur Nachtzeit den Durchstich habe graben lassen, der die beiden Enden der Krümmung miteinander verbindet, wodurch die Insel entstanden sei.“ Dieser Durchbruch ist aber schon auf der schwedischen Karte von 1682 vorhanden. Er existierte also schon vor dem Nordischen Kriege und der Regierungszeit Peters des Grossen.

1) M. G. Paucker, Vermessung des Embachs etc. S. 61.

Pirisaar.

Die Insel Pirisaar, 14 km südöstlich von der Embachmündung gelegen, ist 4 km lang und $2\frac{3}{4}$ km breit. Die Insel ist fast durchweg eine sumpfige Niederung, die vom Hochwasser überflutet wird; nur an der Westseite zieht sich ein bloss einige m hoher Wall aus geschichtetem Sand hin, auf dem sich die 3 Dörfer der Insel befinden.

I. Küstenversetzung auf der Insel Pirisaar.

Pirisaar wird jetzt am meisten von den Brandungswellen des Hochwassers bedroht. In der älteren Literatur über den Peipus findet sich schon bei A. W. Hupel ¹⁾ die Bemerkung, dass ein kleiner Seebusen, der sich immer mehr ausbreite, die Einwohner der nahegelegenen Siedelungen nötigen werde, diese zu verlassen.

I. B. Spindler ²⁾ sagt über Pirisaar, dass diese Insel ein auffallendes Beispiel der vom Seewasser angerichteten Zerstörung sei. Vormalis sei die Insel viel grösser gewesen und habe einen Umfang von über 20 Werst ³⁾ gehabt. Nach der 3 Werst-Karte des Generalstabes, die im Jahre 1861 korrigiert worden sei, sei der Umfang der Insel $11\frac{3}{4}$ Werst; jetzt (im Jahre 1895) sei der Umfang der Insel nach der Aussage des Lotsen kaum 10 Werst. Nördlich der Insel finde man unter dem Wasser viele Baumstämme; man erzähle sich, dass sich hier sogar noch Ende des 18. Jahrhunderts ein Wald befunden habe.

Gr. v. Helmersen ⁴⁾ berichtet über das Dorf Porka: Als sich am Nordufer der Insel Pirisaar Esten in 6 Häusern auf einer niedrigen Düne ansiedelten, standen die Gebäude ziemlich weit vom Ufer, aber die Wellen zerstörten die Dünen bei jeder Flut, so dass die Häuser im Frühling 1862 in Gefahr waren von dem herandrängenden Eise erreicht zu werden, weswegen die Bewohner nach dem Dorfe Piirisaare (Mesha) übersiedelten. Porka ist seitdem nie wieder besiedelt worden.

Über die Wirkung der Brandungswellen und der zur Zeit der Eisschmelze bei starkem Ostwinde anprallenden Eisfelder berichtet der auf Pirisaar ansässige Fischereitechniker Karsubow:

1) A. W. Hupel, Topographische Nachrichten von Lief- und Ehistland. Riga 1774. I. B. S. 119.

2) I. B. Шпиндлеръ, Чудское озеро. S. 238.

3) 1 Werst = 1,065 km.

4) Gr. v. Helmersen, a. a. O. S. 58.

Beim Dorfe Toonike (Toni) befindet sich jetzt hart am Wasser eine vom Hochwasser bedrohte Pappel, die vor 33 Jahren 130 m vom Peipusufer entfernt lag; vor dem Dorfe Mesha ist die Uferlinie in derselben Zeit um 120 m der Häuserreihe nähergerückt, durchschnittlich also 4 m im Jahr. Der Dorfkirchhof musste auf eine sicherere Stelle verlegt werden, da die Särge vom Hochwasser ausgespült wurden; die Stelle des früheren Kirchhofs liegt jetzt weit im See. Im April 1924 wurde bei Hochwasser während eines heftigen Oststurmes, der 4 Stunden lang wütete, ein 8 m breiter Streifen in der Ausdehnung des Walles entfernt.

II. Ergebnisse der Kartenforschung.

Leider steht mir keine ältere Gutskarte von der Insel Pirisaar zur Verfügung.

Nach den Messungen der 3 Karten aus dem Zeitraum 1796—1900 ergibt sich als Umfang und Fläche der Insel Pirisaar.

K a r t e	Umfang in km	Fläche in km ²
L. A. Graf Mellin	23,28 km	20,08 km ²
C. G. Rücker ¹⁾ 1839	12,66 „	9,38 „
Russische Generalstabskarte 1900	11,25 „	7,59 „

Es folgt aus dem Obigen, dass hier in Übereinstimmung mit den Angaben der betreffenden Literatur und mündlichen Aussagen eine bedeutende Verkleinerung der Insel stattgefunden hat.

Nicht ohne Interesse ist es zu erfahren, wie die Tatsache der Verkleinerung der Insel und die beständige Gefahr der Überflutung sich im Volksmunde äussert: nach Karsubow glaubt man auf der Insel, dass diese in alter Zeit so gross gewesen, dass die gegenüberliegende russische Küste greifbar nahe gewesen sei, so nahe, dass sich die Weiber gegenseitig den Brotfenbesen reichen konnten.

Da an allen Küsten des Peipus sowie des

1) Auf der Rückerschen Karte fehlt ein Teil des östlichen Küstenumrisses, der früher zum Petersburger Gouvernement gehörte. Das Fehlende wurde nach der Generalstabskarte von 1900 ergänzt, weswegen die betreffenden Zahlen für die Rückersche Karte noch grösser sein müssten.

Pleskauer Sees eine **positive Strandverschiebung** fortschreitet, und nirgends eine stabile Ausgleichküste zu finden ist, so muss die Möglichkeit einer zwar langsamen, aber doch stetigen **Hebung** des Peipuswasserspiegels zugegeben werden.

K. E. v. Baer¹⁾ führt als Grund der Hebung des Peipuswasserspiegels die zunehmende künstliche Drainierung der umliegenden Sümpfe und Niederungen und die Entwaldung des Landes an, womit die Aufspeicherung des Niederschlagwassers in den Morästen und Wäldern, wo sie langsam verdunsten würde, verhindert wird. Jetzt aber fließen die Wassermassen ohne zu verdunsten dem Peipus zu.

Der zweite Grund wäre meines Erachtens die postglaziale, noch jetzt andauernde, nach Norden zu wachsende Hebung des Landes. Auf der Isanabasenkarte der Gegenwart von Rolf Witting²⁾ geht die 2 mm Isanabase in westöstlicher Richtung südlich vom Finnischen Meerbusen über Narwa, während die 0 mm Isanabase etwa über Pärnu (Pernau), Tartu (Dorpat) und die Embachmündung geht. Da das Nordende des Peipus etwa in der Mitte zwischen diesen Isanabasen steht, darf man annehmen, dass das Nordende des Peipus noch im Steigen begriffen ist — etwa 1 mm im Jahr, in hundert Jahren 10 cm —, während das Südende des Peipus in seiner Lage verharret oder sogar etwas sinken kann; auf diese Weise wäre der Grund zu einer, wenn auch langsamen, Hebung des ganzen Peipusspiegels gegeben, da ja auch der Ausfluss der Narowa aus dem Peipus gehoben wird, und die Vertiefung des Ausflusses mit der säkularen Hebung desselben nicht gleichen Schritt hält, umsomehr als hier tatsächlich eine Versandung stattfindet.

1) K. E. v. Baer, a. a. O. S. 33.

2) A. Penck, Glaziale Krustenbewegungen. Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften. Berlin 1922.

Benutztes Kartenmaterial.

Verjüngte geom. Specialcharte von Gut Caster anno 1682 von dem schwedischen Landmesser **Arvit Groot**. Das diese Charte richtig aus den alten schwedischen Originalien 28 m. verj. **Frantz Gotschalk Remmers** Kronsrevisor des Dörpt. und Pernauschen Creyses. 1:100300. Die Karte befindet sich im Besitz des Herrn A. v. Essen.

Graf L. A. Mellin, Atlas von Liefland und Ehistland oder von den beyden Gouvernements und Herzogtumern Liefland und Ehistland und der Provinz Oesel entworfen nach geometrischen Vermessungen den neuesten astronomischen Beobachtungen und nach sorgfältiger Untersuchung und Kenntniss der Gegenden, 14 Kreiskarten 1:255000, Riga und Leipzig 1791—1798 Kymmel.

Der Embach nach der Spiegelvermessung des stud. **G. Paucker**, 1808. Beilage zur Vermessung des Embachs, seines Laufes und seiner Profile. Aus dem Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst- und Kurlands, erster Serie Bd. I (p. 367—426) besonders abgedruckt. Dorpat 1855.

Specialcharte von Livland in 6 Blättern, bearbeitet und herausgegeben auf Veranlassung der livländ. gemeinnützigen und oekonom. Societät, nach **Struve's** astronomisch-trigonometrischer Vermessung und den vollst. Specialmessungen gezeichnet von **C. G. Rücker**, 1:186600. 1839.

Gr. v. Helmersen, Karte zum Artikel: „Der Peipussee und die obere Narova“ aus den Beiträgen z. Kenntniss d. Russ. Reiches. Bd. 24. St. Petersburg 1864.

Russische Generalstabskarte 1:42000 Bl. 15—41 u. L 80, 1890.

DER WIRTSCHAFTSGEOGRAPHISCHE CHARAKTER DER STÄDTE DER REPUBLIK EESTI

VON

MICHAEL HALTENBERGER

TARTU (DORPAT) 1925

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

Den wirtschaftsgeographischen Charakter eines Landes zu erkennen, dazu führen verschiedene Wege. Es soll hier der Versuch gemacht werden, ihn nur aus dem Charakter der Städte abzuleiten. Wir wollen in dem Staat, als Wirtschaftsorganismus, die Städte als Nervenknotten auffassen, welche das Nervensystem dieses Wirtschaftsorganismus darstellen. Die Verbindung zwischen den einzelnen Nervenknotten stellen die Nervenfasern, die Verkehrswege, dar, und das Zentrum des ganzen wirtschaftlichen Nervensystems ist die wirtschaftliche Hauptstadt, welche in Eesti zugleich der politische Mittelpunkt des Staates ist. — Die Städte Eestis sind im allgemeinen kleinere Siedlungsformen. Ihre bescheidene Grösse veranlasst uns, abweichend von den üblichen¹ mitteleuropäischen Grössenkatégorien, sie in der Weise festzulegen, dass wir als estnische Grossstädte diejenigen über 50,000 Einwohner bezeichnen, als Mittelstädte die zwischen 30,000 und 10,000 Einwohnern, Kleinstädte zählen weniger als 10,000, aber mindestens 4000 Einwohner, endlich Zwergstädte bis zu etwa 1000 Einwohnern. Die 13 Städte² Eestis verteilen sich bei diesen Grössenkatégorien, wie folgt:

I. Grosstädte *Tallinn (Reval) 123,534 Einw.
(über 50,000 E.) *Tartu (Dorpat) 50,055

1) Hermann Wagner, Lehrbuch der Geographie. II. Band. Länderkunde von Europa. Erste Abteilung. Allgemeine Länderkunde von Europa. Hannover u. Leipzig 1915. S. 124—126.

2) Diese statistischen Angaben beruhen auf der Volkszählung von 1922, und sind nicht zu verwechseln mit den Angaben der Polizeiamter, wo höhere Zahlen sogar bis 5000 genannt werden, wie z. B. bei Viljandi, Tartu und Tallinn (14,976 statt 9,405; 54,782 statt 50,055; 127,566 statt 123,534). — Siehe: Eesti Riigi Statistika Väljaannete Kogu, Esimese Üldrahvalugemise Eelkokkuvõtte. — Bureau Central de Statistique de l'Esthonie, Résultats Préliminaires du Recensement de 1922. Tallinn [Reval] 1923. S. 20—21.

II. Mittelstädte	Narva (Narwa)	27,022 Einw.
(zwischen 50,000	*Pärnu (Pernau)	18,521
u. 10,000 E.)	*Valga (Walk)	10,853
III. Kleinstädte	*Viljandi (Fellin)	9,045
(zwischen 10,000	*Rakvere (Wesenberg).	7,663
u. 3000 E.)	*Võru (Werro)	5,075
	*Haapsalu (Hapsal)	4,251
	*Kuressaare (Arensburg)	4,038
IV. Zwergstädte	*Paide (Weissenstein)	2,976
(unter 3000 E.)	*Petseri (Petschur)	2,011
	Baltiski (Baltischport)	1,053

Im allgemeinen überwiegen die Klein- und Zwergstädte, und ihre Zahl soll nach der Bestimmung des Innenministers³ noch wesentlich vermehrt werden, da es auf Wunsch des Städteverbandes genehmigt wurde, dass sämtliche Flecken, die mehr als 2000 E. haben, auf Grund einer lokalen Abstimmung Stadtrechte erhalten können. Auf diese Weise wird die jetzige Zahl der Klein- und Zwergstädte (8) auf 21 steigen, und es gäbe im Lande insgesamt 26 Städte. Also statt 61·5% würden die Klein- und Zwergstädte über 80% der städtischen Siedlungen ausmachen. — Die erwähnten heutigen 13 Städte des Landes sind vor allem administrative Zentren, der Sitz der Verwaltung der 11 Kreise⁴. Nur Narva⁵ und Baltiski sind keine Kreisstädte; ich habe sie in der obigen Aufzählung ohne Stern gelassen. — Dem geomorphologischen Charakter⁶ nach auffallend ist der Gegensatz zwischen Küstenstädten (Tallinn, Baltiski,

3) Verordnung des Innenministers vom 16. Oktober 1925, Nr. 1288.

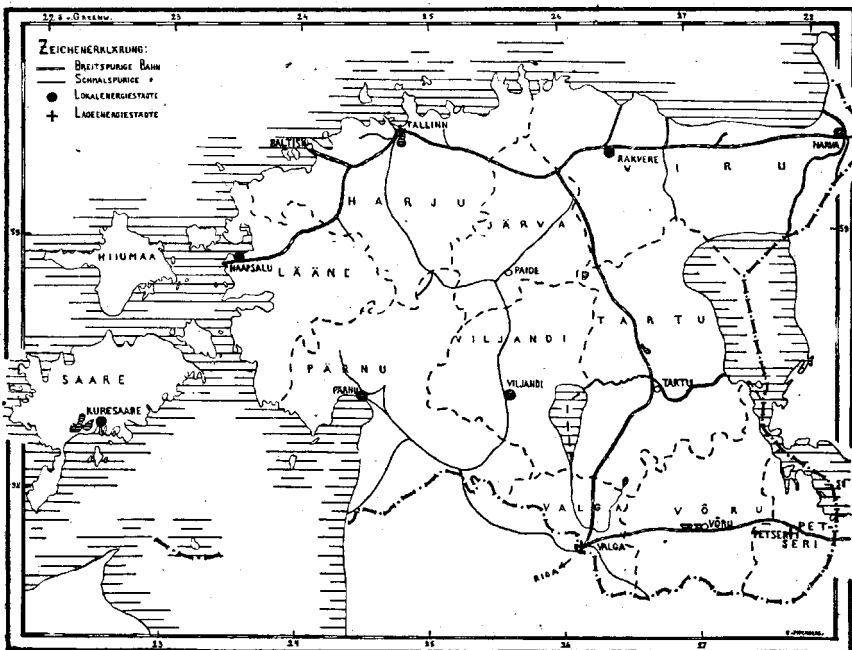
4) Die 11 Kreise sind die folgenden: Harju (Harrien), Järva (Jerwen), Viru (Wierland), Lääne (die Wiek), Saare (Öselscher Kreis), Pärnu (Pernauscher Kreis), Viljandi (Fellinscher Kreis), Tartu (Dörptscher oder Dorpater Kreis), Valga (Walkscher Kreis), Võru (Werroscher Kreis) und Petseri (Pet-schurscher Kreis).

5) Narva, dessen grösster Teil früher zum Gouvernement St. Petersburg gehörte, wurde erst während der Selbständigkeit von Eesti dem Kreise Viru (Wierland) angegliedert, aber das kleinere Rakvere (Wesenberg) blieb auch weiterhin die Kreisstadt.

6) Siehe Karte im Massstab 1:1,000,000 von J. G. Granö, Eesti jää-aegsed kuhjatised ja ürgorud — Die eiszeitlichen Aufschüttungsformen und Urstromtäler Estlands, in J. G. Granö, Eesti maastikulisel üksused; mit einem deutschen Referat: Die landschaftlichen Einheiten Estlands. Tartu [Dorpat] 1922.

Haapsalu, Pärnu, Kuressaare), glazialen Urstromtalstädten (Viljandi, Tartu, Valga, Petseri), sumpfigen Niederungsstädten (Paide), Glintstädten (Narva), Plateaustädten (Rakvere) und Moränenstädten (Võru). Allerdings vereinigen einige Städte auch mehrere Typen in sich, wie z. B. Tallinn und Baltiski, die zu gleicher Zeit sowohl Küsten- wie auch Glintstädte sind.

Die Städte als Nervenknotten des Wirtschaftsorganismus sind Leiter des ganzen wirtschaftlichen Lebens. Der wirtschaftsgeo-



Karte des wirtschaftsgeographischen Charakters der Städte Estis.

graphische Charakter der Städte lässt auch denjenigen des ganzen Staates erkennen. Es soll hier nur die wirtschaftsgeographische Lage der Städte erörtert werden, aus der sich auch der ganze wirtschaftsgeographische Charakter der Städte ergibt. Die wirtschaftsgeographische Lage ist schon der Ausdruck der Wechselbeziehungen zwischen Wirtschaftsraum und wirtschaftstreibendem Menschen. Sie ist nicht mehr ein topographischer Begriff, sondern ein wahrhaft geographischer, und zwar mit hauptsächlich wirtschaftlichem Inhalt. Dieser wirtschaftsgeographischen Lage nach zeichnet sich die eine Gruppe der Städte

durch Lokalenergie, und die andere durch Lageenergie aus. Wenn eine Siedlung ihren Lebensunterhalt schon in der natürlichen Ausstattung ihrer Umgebung findet, sprechen wir von der „Lokalenergie“ dieser Siedlung; falls aber ihre wirtschaftliche Bedeutung ihr nur durch die Lage zukommt, haben wir es mit der „Lageenergie“ zu tun.

I. Der wirtschaftsgeographischen Lage nach **Lokalenergiestädte** sind in Eesti Viljandi, Pärnu, Narva, Haapsalu, Kuresaare und Rakvere. Mit Naturschätzen ausgestattet, kommt ihnen unbedingt eine wirtschaftsgeographische Bedeutung zu.

Bei **Viljandi (Fellin)** widerspiegelt sich der landwirtschaftliche Charakter des ganzen Landes, und insbesondere derjenige des Kreises Viljandi (des Fellinschen Kreises), wie dies die folgenden statistischen Angaben⁷ über die Anbauverhältnisse des Bodens vom Jahre 1918 erläutern, bemerkt sei aber, dass in ganz Eesti das meiste Ackerland der Kreis Petseri (der Petschursche Kreis) aufweist.

	Im Kreis Viljandi	In Eesti	Im Kreis Petseri
Ackerland. .	25·10 %	23·40 %	37·10 %
Wiese . . .	21·67	24·04	15·29
Weide . . .	16·12	16·97	5·64

Die Stadt Viljandi ist die Sammelstelle der landwirtschaftlichen Produkte der Umgebung, was auch in ihrem Handel zum Ausdruck kommt. Korn, Flachs und Pferde sind für ihren Markt bezeichnend, umsomehr, da der landwirtschaftliche Ertrag⁸ des Kreises Viljandi über dem Landesdurchschnitt steht, und auch den, an Anbaufläche bedeutenderen, Kreis Petseri übertrifft.

	Im Kreis Viljandi im Jahre 1923	In Eesti in Pud ⁹ pro Hektar	Im Kreis Petseri
Roggen (Winter-)	80·4	62·0	39·0
Weizen (Winter-)	73·4	63·3	52·2
„ (Sommer-)	52·7	46·8	42·8
Gerste	50·6	43·1	38·7
Flachs (Samen).	19·6	17·6	14·5
„ (Fasern).	21·8	19·6	16·9

7) Riigi Statistika Keskbüroo, Eesti Põllumajandus, Vihk II. — Bureau Central de Statistique de l'Esthonie, Statistique Agricole, Volume II. Tallinn [Reval] 1924. S. 21.

8) Ibid. S. 34; 48 u. 50.

9) 1 Pud = 16·403 kg.

	Im Kreis Viljandi	In Eesti	Im Kreis Petseri
	im Jahre 1922	pro Stück auf 100 Einw.	
	bez. auf 1 qkm.		
Pferde	33·8	25·4 (18·9)*	13·2
	5·9	4·8	4·6
Rindvieh	83·6	61·9 (46·3)*	42·7
	14·5	11·7	14·9

Auch die Berufsgliederung der Bevölkerung¹⁰ der Stadt Viljandi beweist zur Genüge, dass Viljandi nach Baltiski die erste landwirtschaftliche Stadt des Landes ist. Die Zahl der Landwirtschaftstreibenden der Gesamtbevölkerung zeigt in den einzelnen Städten folgendes Bild:

Baltiski	12·7 %	Haapsalu	4·5 %	Paide	2·8 %
Viljandi	8·1	Narva	4·1	Valga	2·5
Petseri	6·9	Võru	4·0	Tallinn	1·2
Pärnu	6·1	Rakvere	3·8		
Kuressaare	5·0	Tartu	3·1		

Auf Grund des Angeführten lässt sich also die Lokalenergie der Stadt Viljandi feststellen mit dem Zusatze, dass sie dank dieser landwirtschaftlichen Lokalenergie das wichtigste Ackerbauzentrum der Republik ist. Welche Bedeutung die Lageenergie in dem Wirtschaftsleben der Stadt Viljandi spielen wird, kann erst nach dem Ausbau der projektierten Pärnu—Viljandi—Tartu—Petseri-Bahn übersehen werden. Sie wird es ermöglichen sowohl den Westen Eestis mit dem Osten zu verbinden, wie auch eine engere Verbindung mit Innenrussland (Moskau) anzuknüpfen.

Landwirtschaftlichen Charakter hat einigermassen ferner noch die Küstenstadt **Pärnu (Pernau)**. Hier spielt freilich schon eher die Waldwirtschaft des Kreises Pärnu (des Pernauschen Kreises) eine wesentliche Rolle, daneben aber könnten auch die Torfmoore genannt werden, dank denen die Stadt den früheren industriellen Anstrich bekommen wird, indem durch Vergasung der Torfmoore

*) Die erste Zahl bezieht sich auf das Mittel ohne die Städte, die zweite die Städte inbegriffen.

10) Riigi Statistika Keskbüroo, Rahva Tööala ja Ühiskondline Kihitus 1922 a. Üldrahvalugemise Andmed, Vihk III. — Bureau Central de Statistique de l'Esthonie, Répartition de la Population d'après les Industries, Services et Classes Sociales. Tallinn [Reval] 1925. S. 17.

elektrische Kraft gewonnen werden kann¹¹. Elektrische Kraft kann auch durch die Aufstauung des Pärnuflusses erzeugt werden. Von Wäldern und Mooren etwa gleichmässig bedeckt, übertrifft der Kreis Pärnu den staatlichen Mittelwert der Wälder und Moore in der Zusammensetzung der Anbaufläche des Kreises. Das „Statistische Album“¹² gibt die betreffenden Zahlen mit etwa 23·75 % für den Wald und mit etwa 21·5 % für das unproduktive Land an, wobei bemerkt sei, dass unter dem statistischen Begriff des unproduktiven Landes hier die sumpfigen und vermoorten Gebiete zusammengefasst werden. Allerdings bezieht sich der Prozentsatz, etwa 21·5 %, nicht vollständig auf die „Torfmoore“. Die Prozentzahl der Wälder und des unproduktiven Landes steigt über den staatlichen Mittelwert von 20·51 bez. 15·08 %, und übertrifft bezüglich des Wertes des unproduktiven Landes sämtliche Kreise; keiner von ihnen erreicht 20 %.

Der wirtschaftliche Charakter der Stadt Pärnu wird beleuchtet sowohl durch den Aussenhandel, wie auch durch die Berufsgliederung der Gesamtbevölkerung. Bezüglich des Aussenhandels¹³ ist Pärnu die zweite Stadt Estis. Es führte im Jahre 1924 — 76,520 Tonnen aus, also 20·33 % der Gesamtausfuhr des Staates. Als Hauptausfuhrartikel gilt das Waldmaterial. Die Stellung Pärnus in dem Gesamthandelsleben Estis zeigt folgende Zusammenstellung, wobei hier auch die prozentuelle Verteilung mitgeteilt wird.

(Tabelle auf der folgenden Seite.)

Auch der Gesamthandel zeigt Pärnu an zweiter Stelle, aber nur mit einer Beteiligung von 10·4 %. Denselben Rang hat es auch bezüglich der Ausfuhr und Einfuhr, nicht aber hinsichtlich des Transithandels, da es verkehrsgeographisch

11) Vor dem Weltkrieg war die grösste Zellulosefabrik des ganzen Russischen Reiches in Pärnu. Beim Ausbruch des Weltkrieges wurde sie von den Russen aus Furcht vor einigen sich nähernden deutschen Torpedobooten in die Luft gesprengt.

12) Riigi Statistika Keskbüroo, Statistiline Album, Vihk I. Maa ja Rahvas. — Bureau Central de Statistique de l'Esthonie, Album Statistique, Volume I. Territoire et Population. Tallinn [Reval] 1925. S. 12.

13) Riigi Statistika Keskbüroo, Eesti Majandus, Vihk IV. Väliskaubandus 1924 a. — Bureau Central de Statistique de l'Esthonie, Statistique Économique, Volume IV. Commerce Extérieur de l'Esthonie en 1924. Tallinn [Reval] 1925. S. 9.

	Gesamt- handel in Tonnen	%	Transit in Tonnen	Einfuhr in Tonnen	Ausfuhr in Tonnen	Transit in %	Ein- fuhr in %	Aus- fuhr in %
Tallinn	658,181	74.0	129,925	319,050	209,207	80.3	90.8	55.6
Pärnu	92,643	10.4	1,202	14,921	76,520	0.7	4.2	20.3
Narva	73,423	8.3	30,761	8,744	33,918	19.0	2.5	9.0
Kunda*	37,169	4.2	—	1,656	35,513	—	0.5	9.4
Valga	10,913	1.2	—	6,066	4,846	—	1.7	1.3
Kuressaare . .	7,295	0.8	—	780	6,515	—	0.2	1.7
Loksa*	5,050	0.6	—	1	5,049	—	0.0	1.4
Baltiski	4,037	0.4	—	293	3,744	—	0.1	1.0
Haapsalu . . .	1,129	0.1	—	68	1,061	—	0.0	0.3
Total	889,840	100	161,888	351,579	376,373	100.0	100.0	100.0

ein toter Winkel des Staates ist. Erst die schon erwähnte projektierte Pärnu—Viljandi—Tartu—Petseri-Bahn mit Anschluss nach Moskau wäre imstande, den Transitverkehr der Stadt zu fördern. — Die Berufsgliederung der Bevölkerung¹⁴ zeigt ausdrücklich, dass Pärnu auch jetzt schon eine recht bedeutende Industriestadt ist (30.6 % Industriebevölkerung), doch mit einer ansehnlichen Handelsbevölkerung (11.3%). Nur die Verkehrsbevölkerung ist eine verhältnismässig niedrige (6.2%). Vergleichen wir Pärnu mit einigen anderen Städten, so wirkt auffallend seine Mittellage zwischen den ausgesprochenen Industriestädten wie Narva (45.4 % Industriebevölkerung), den Handelsstädten wie Petseri (25.4 % Handelsbevölkerung) und den Verkehrsstädten wie Valga (18.5 % Verkehrsbevölkerung).

	Landwirtsch.	Industrie	Handel	Verkehr
Pärnu	6.1	30.6	11.3	6.2
Narva	4.1	45.4	8.0	6.9
Petseri	6.9	22.6	25.4	2.5
Valga	2.5	26.9	10.6	18.5
Baltiski	12.7	16.0	8.7	13.7
Viljandi	8.1	31.7	12.1	4.5
Tallinn	1.2	38.4	13.5	11.1

Wie aus dieser Zusammenstellung ersichtlich ist, zeigt die Berufsgliederung der Bevölkerung eine gesunde Verteilung, infolgedessen die Autarkie der Stadt erstrebt werden kann. Ein ähnliches

*) Kunda und Loksa besitzen keine Stadtrechte.

14) Riigi Stat. Keskb., Rahva Tööala etc. S. 17.

Verhältnis zeigt sich auch bei Viljandi, doch muss man bemerken, dass hier die landwirtschaftliche Bevölkerung doch eine wichtigere Rolle spielt. Beiden ist der schwache Anteil an Verkehrsbevölkerung infolge der ungünstigen Verkehrslage eigen.

Neben Viljandi und Pärnu als sehr wichtige Lokalenergiestadt kommt noch **Narva (Narwa)** in Betracht. Narva vertritt aber einen grundverschiedenen Typus, da es eine ausgesprochene Industriestadt ist. 45·4% der Bevölkerung beschäftigt sich mit Industrie, wogegen die Anzahl der anderen Erwerbstätigen entschieden kleiner ist (Landwirtschaft 4·1, Handel 8·0, Verkehr 6·9). Der industrielle Charakter der Stadt ist der glücklichen Lage an den Wasserfällen des Narva-Flusses (Narowa-Flusses) zu verdanken, welche ausreichend elektrische Kraft für das ganze Land liefern könnten. Dieser grossen industriellen Tätigkeit, der wichtigen Textilindustrie des ehemaligen Russland ist auch die starke Zunahme der Bevölkerung zuzuschreiben. Ferner kommt ihm eine grosse Bedeutung sowohl in den harten Kämpfen während des estnischen Freiheitskrieges, wie auch in den heutigen friedlichen Zeiten zu. Die Bevölkerungszunahme illustrieren folgende Werte¹⁵:

Absolute Zahl der Bevölkerung			Zunahme in %		
im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922	im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922
10,195	16,599	27,022	100	162·8	265·1

Wie später (S. 11) gezeigt wird, zeichnet sich gerade Narva durch die grösste Volkszunahme aus. Auch seines Handelscharakters haben wir hier zu gedenken. Es ist die dritte Handelsstadt der Republik Eesti betreffs seines Gesamthandels, und die vierte inbezug auf die Ausfuhr. (Vergl. S. 9). Es führt nach der schriftlichen Mitteilung des Narvaschen Hafenamtes hauptsächlich Deckholz aus, und zwar 7,710 Kubikfaden (1 Kubikfaden = 9·66 m³). Neben seiner Lokalenergie darf seine Lageenergie nicht unbeachtet bleiben. Gerade auch wegen dieser ist der schwere Kampf zwischen den Esten und Bolschewisten entstanden; die Grenzlage der Stadt an der Hauptverkehrslinie Tallinn—Rakvere—Narva—Leningrad kann ihr unter normalen zwischenstaatlichen Verhältnissen von sehr grosser Bedeutung sein.

15) Eesti Riigi Statistika Väljannete Kogu, Esimese Üldrahvalugemise Eelkokkuvõtte, etc. S. 20.

Lokalenergiestädte sind auch die sonst weniger bedeutenden Kleinstädte: **Haapsalu (Hapsal)** und **Kuressaare (Arensburg)** im Westen Eestis. Bei beiden liegt in dem Vorkommen von heilsamen Schlammhädern ihre Lokalenergie. „Durch besonders reiche Ablagerung gewisser tierischer Abfallstoffe hat sich in verschiedenen stillen Buchten und von der offenen See abgeschnürten Brackwasserseen der geschätzte Heilschlamm gebildet“¹⁶, welcher besonders für die Entwicklung von Haapsalu von grosser Bedeutung sein mag, da Haapsalu auf dem Festland liegt, und die besten und kräftigsten Schlammhäder des Landes besitzt. Es wird schon seit einem Jahrhundert (1825) als Schlamm-Badeort besucht und die Zahl der Kurgäste betrug vor dem Weltkriege jährlich etwa 3000¹⁷, heute aber nur etwa 1200. Kuressaare bleibt in der Entwicklung etwas hinter Haapsalu zurück, wie dies auch die folgenden statistischen Angaben¹⁸ zeigen:

	Absolute Zahl der Bevölkerung			Zunahme in %		
	im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922	im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922
Haapsalu	2,884	3,212	4,251	100	111·4	147·5
Kuressaare	3,454	4,603	4,038	100	133·3	116·9

Bezüglich der Besucherzahl weist Kuressaare sowohl vor dem Weltkriege, wie heute etwa dieselbe Ziffer wie Haapsalu auf. Die Abnahme der Bevölkerungszahl beziehen wir aber nur auf die ortsständige Bevölkerung, welche neuerdings stark im Abnehmen begriffen ist. Dieser Umstand ist zurückzuführen auf die Frontlage in den letzten Weltkriegsjahren.

Die Zunahme ist neben Baltiski die geringste von allen Städten Eestis im Verhältnis zu dem Jahre 1881, dessen Wert mit 100 gleichgesetzt wird¹⁹.

Narva	265·1 %	Võru	188·2 %	Pärnu	142·8 %
Valga	258·4	Viljandi	176·6	Kuressaare	116·9
Tallinn	244·7	Tartu	167·0	Baltiski	112·9
Petseri	221·5	Paide	148·8		
Rakvere	218·4	Haapsalu	147·5		

16) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde. Riga 1911. S. 82.

17) K. R. Kupffer, a. a. O. S. 425.

18—19) Eesti Riigi Stat. Valjaann. Kogu, Esimese Üldrahva-lug. Eelkokkuv. etc. S. 20. Für Petseri berechnet nach den von der Stadt mitgeteilten statistischen Angaben.

Die starke Überlegenheit Haapsalus über Kuressaare lässt auch die Berufsgliederung der zwei Städte erkennen. Die bedeutend grössere Zahl der Verkehrsbevölkerung, 10·4 % gegen 3·8 %²⁰, macht es offenbar, dass Haapsalu schon eine gewisse Lageenergie zukommt; es ist der wichtigste Hafen in dem Estnischen Archipel, der den Verkehr nach den zwei grossen Inseln: Hiiumaa (Dagö oder Dagden) und Saaremaa (Ösel), und den verschiedenen kleineren Inseln vermittelt. Besonders seit dem Weltkriege behauptet Haapsalu hier eine führende Rolle, seitdem sein guter Vorhafen Rohuküla (Rohoküll) mit ihm durch Eisenbahn verbunden wurde.

Als letzte Lokalenergiestadt Eestis möchte ich noch **Rakvere (Wesenberg)** anführen, welches aber erst in Zukunft eine führende Rolle zufolge seiner Lage in dem Brennschiefergebiet (Brand-schiefer- oder Kukkersitgebiet) bekommen wird. Als Kohlenersatzstoff ist der Kukkersit ungemein wichtig für das Wirtschaftsleben des jungen Staates, da er sowohl als Heizmaterial, wie auch als Gaserzeuger und wegen seiner mannigfaltigen Destillationsprodukte Anwendung findet²¹. In dem Hauptverbreitungsgebiet gelegen und unterstützt durch die Verkehrsenergie der Hauptlinie Tallinn—Rakvere—Narva—Leningrad, ausserdem am Ausgangspunkte der Linie zu seinem Hafen Kunda befindlich, sind die Lebensbedingungen der heute noch stillen Stadt gesichert. Die Hauptrolle spielt aber auch hier noch die Lokalenergie der Stadt, das Vorhandensein des Kukkersits und des Kundaer Zements. Schon das heutige Berufsbild der Bevölkerung²², wie auch die starke Volkszunahme²³ bekunden die Prosperität der Stadt.

Landwirtsch.		Industrie	Handel	Verkehr	
3·8 %		32·2 %	14·9 %	6·9 %	
Absolute Zahl der Bevölkerung			Zunahme in %		
im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922	im J. 1881	im J. 1897	im J. 1922
3,509	5,890	7,663	100	167·9	218·4

20) Riigi Stat. Keskb., Rahva Tööala etc. S. 17.

21) M. Haltenberger, Die wirtschaftsgeographische Bedeutung der Bergwirtschaft von Estland. „Internationale Bergwirtschaft“, Jahrgang I. Berlin 1925.

22) Eesti Riigi Stat. Väljaann. Kogu, Esimese Üldrahvalug. Eelkokkuv. etc. S. 20.

23) Riigi Stat. Keskb., Rahva Tööala etc. S. 17.

II. Der wirtschaftsgeographischen Lage nach wesentlich anderen Charakter haben die Lageenergiestädte. Hier spielt die Lage der Stadt die entscheidendste Rolle, neben der vorzüglichen Lage muss die Ausstattung mit Naturschätzen in den Hintergrund treten. Die Lageenergiestädte sind manchmal durch vorzügliche Verkehrsentwicklung ausgezeichnet, wie in dem Falle von Tallinn (Reval) und Valga (Walk), oder haben nur starken Handelscharakter, wie die südöstliche Grenzstadt Petseri (Petschur). Die Lageenergiestädte sind also auch nicht gleichen Charakters. Als solche wollen wir Tallinn, Valga und Petseri einer Untersuchung unterziehen.

Tallinn (Reval) ist das Zentrum des Nervensystems des estnischen Wirtschaftsorganismus. Durch die ausgezeichnete Meereslage an einer fast vollständig eisfreien Küste (mit Eisbrechern auch die strengsten Wintermonate durch befahrbar) gelegen, gegenüber von Helsinki (Helsingfors) und Stockholm, galt es als vorgeschobener, zweiter Vorhafen des Russischen Reiches. Als eine wichtige Einfallspforte des Baltikums, als das eine europäische Fenster des einstigen Zarenreiches kann es den heutigen Freistaat Eesti mit einem gewissen Bedenken erfüllen, andererseits aber ihn auch in dem nationalen Bewusstsein bezüglich der Zukunft kräftigen²⁴. Tallinn ist die erste Handelsstadt von Eesti. 74 % des Gesamthandels, 55·6 % der Ausfuhr, 90·8 % der Einfuhr und 80·3 % des Transithandels wird durch Tallinn erledigt. Exportiert werden nach der schriftlichen Mitteilung des Tallinner Hafenamtes hauptsächlich Holz und Holzwaren (124,552 Tonnen im Jahre 1924).

Als Industriestadt steht es auch an der Spitze der estnischen Städte; der Berufsgliederung seiner Bevölkerung nach steht es aber hinter Narva zurück, wie dies aus folgender Zusammenstellung ersichtlich ist²⁵.

	Landwirtsch.	Industrie	Handel	Verkehr
Tallinn	1·2	38·4	13·5	11·1
Narva	4·1	45·4	8·0	6·9

Als Verkehrsstadt ist Tallinn der wichtigste Knotenpunkt des Staates, obgleich es exzentrisch gelegen ist, und die

24) M. Friederichsen, Finnland, Estland und Lettland, Litauen. (Jedermanns Bücherei.) Breslau 1924. S. 92.

25) Riigi Stat. Keskb., Rahva Tööala etc. S. 17.

Verkehrsbevölkerung nicht einen solch grossen Prozentsatz ausmacht, wie in Valga (18·5%). Es laufen in Tallinn die russische (Moskau—Leningrad—Narva—Rakvere—Tapa—Tallinn) und die lettische (Riga—Valga—Tartu—Tapa—Tallinn) Verbindungslinien zusammen (die übrigen inländischen Linien sind von geringerer Bedeutung). Eine zweite russische Verbindung wird durch Tartu—Petseri projektiert, welche dann die estnische Hauptstadt mit der heutigen russischen Hauptstadt Moskau in direkten Verkehr setzen könnte.

Valga (Walk) ist vielleicht die ausgeprägteste Verkehrsstadt Estis. An der lettischen Grenze gelegen, vermittelt es den regsten Verkehr des Staates; es verkehren etwa 14 Züge täglich. Diese Lageenergie der Stadt ist aber nicht nur das Ergebnis der heutigen politischen Verhältnisse, sie kam ihr auch schon zur Russenzeit zu, da Valga am Schnittpunkte der von St. Petersburg und Moskau ausgehenden Bahnlinien lag. Ausserdem berührte diesen Punkt die Linie Pärnu—Kreuzburg, welche sich an die Hauptlinie Riga—Moskau schloss. Verkehrsgeographische Bedeutung kommt der Stadt Valga auch deswegen zu, da hier durch die Zweiteilung²⁶⁾ der Stadt und durch die Abschneidung der Valga—Mõisaküla (Moiseküll)-Bahnstrecke ein Verkehrshemmnis entstand. Diese Strecke muss heute in geschlossenen Waggons über lettisches Gebiet zurückgelegt werden.

Im Gegensatze zu Valga ist **Petseri (Petschur)** eine Handelsstadt. Es ist das Handelszentrum der Südostecke Estis, wo trotz des aufgehobenen Verkehrs nach Russland sich ein reges Handelsleben abspielt. Demzufolge ist hier im Gegensatze zu Valga die Handelsbevölkerung eine stärkere, 25·4 % gegen 10·6 %; während die Verkehrsbevölkerung weit hinter derjenigen von Valga zurückbleibt, und zwar 2·5 % gegen 18·5 %. In dem landwirtschaftlich bestbebauten Gebiet gelegen, wo — wie schon bei Viljandi erwähnt — über $\frac{1}{3}$ des Bodens Ackerland ist, beschäftigt sich die Bevölkerung mit landwirtschaftlichem Handel. Besonders in Flachs wird viel Geschäft getrieben.

*

Neben den behandelten 9 Städten Estis haben wir noch in aller Kürze der Städte Tartu, Baltiski, Võru und Paide zu gedenken. Es lässt sich schwer sagen, welchem Typus man diese Städte unterordnen

²⁶⁾ Etwa $\frac{1}{4}$ der Stadt gehört zu Lettland.

könnte. Wirtschaftsgeographisch haben sie sehr kleine Bedeutung, höchstens der zweitgrössten Stadt des Landes, der Universitätsstadt **Tartu (Dorpat)**, könnte man heute schon insofern eine Bedeutung beimessen, als es in Zukunft als eine Lageenergiestadt, und zwar als eine wichtige Verkehrsstadt eine Rolle spielen wird. Die projektierte Pärnu—Viljandi—Tartu—Petseri-Linie wird mit einem Schlage aus Tartu einen erstklassigen Verkehrsknoten machen. Auf der Hälfte der Strecke zwischen Valga und Tapa gelegen, werden sich hier also die aus Riga und Moskau einerseits und aus Tallinn und Leningrad andererseits kommenden Linien treffen. — **Baltiski (Baltischport)**, **Võru (Werro)** und **Paide (Weissenstein)** sind wirtschaftsgeographisch so unwesentlich, dass wir auf sie gar nicht näher eingehen wollen, und nur die Berufsgliederung der Bevölkerung der drei Städte anführen ²⁷⁾.

	Landwirtsch.	Industrie	Handel	Verkehr
Baltiski	12·7	16·0	8·7	13·7
Võru	4·0	28·3	16·6	5·0
Paide	2·8	34·7	11·0	5·9

Wie aus diesen Angaben ersichtlich ist, käme die Zwergstadt Baltiski als eine Landwirtschaftsstadt in Betracht, hier ist die Zahl der Landwirtschaftstreibenden im ganzen Lande die grösste; und die weitere Zwergstadt Paide als Industriestadt, es steht diesbezüglich an dritter Stelle in Eesti (Narva mit 45·4% und Tallinn mit 38·4%).

27) Riigi Stat. Keskb., Rahva Tööala etc. S. 17.

DIE HEIMATFORSCHUNG IN EESTI

VON

J. RUMMA

TARTU (DORPAT) 1925

C. Mattiesen, Dorpat.

Bedeutung der Heimatforschung. — Geschichte der Heimatforschung in Eesti. — Gründung des Ausschusses für Heimatforschung und dessen erste fünfjährige Arbeit. -- Erscheinen der Landeskunde von Tartumaa (Dorpat'er Kreis) und anderer Arbeiten. — Institute und Vereine, die sich mit speziellen Fragen der Heimatforschung beschäftigen.

Jeder Mensch und folglich auch jedes Volk hat den Drang, sich und seine Umgebung kennen zu lernen. Dieser Drang ist instinktiv und darauf gerichtet, die Existenz des einzelnen Menschen, wie auch des ganzen Volkes zu befestigen. Das Wachsen des Selbstbewusstseins eines Volkes bringt auch das Wachsen und Bewussterwerden dieses Triebes mit sich. Je höher die Entwicklungsstufe eines Volkes ist, desto stärker zeigt sich in ihm das Bestreben, durch das Kennenlernen seiner Umgebung, die Heimatforschung eine wertvolle Basis für seine Existenz zu schaffen. Darauf beruht selbstverständlich auch die Heimatforschung in Eesti.

Die Anfänge der Heimatforschung in weitem Sinne in Eesti reichen bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts zurück, wo die ersten zaghaften Schritte auf dem Gebiet der Sammlung von Mythologie und Volksliedern gemacht wurden. In dieser Richtung arbeiteten z. B. die Estländische Literarische Gesellschaft in Tallinn (Reval) und die Gelehrte Estnische Gesellschaft (Õpetatud Eesti Selts) in Tartu (Dorpat), während die Tätigkeit der Naturforscher-Gesellschaft (Loodusuurijate Selts) bei der Universität zu Tartu (Dorpat) auf die Naturforschung Eestis gerichtet war. Einen grösseren Aufschwung nahm die Heimatforschung in der Epoche des nationalen Erwachens, wo das Selbstbewusstsein des Volkes gewaltig wuchs. Die damalige Heimatforschung beschäftigte sich auch, wie gewöhnlich in den Anfängen, hauptsächlich nur mit den Fragen der Vergangenheit: Archäologie (J. Jung u. a.), Folkloristik (Dr. J. Hurt, M. J. Eisen u. a.), Geschichte (V. Reiman), Sprache (Dr.

M. Veske, Dr. J. Hurt, Dr. K. A. Hermann u. a.). Die Gegenwart wurde nur vorübergehend gestreift.

Auf all diesen Gebieten wurde vollkommen unabhängig voneinander und den jeweiligen persönlichen Interessen entsprechend gearbeitet: so kam es denn, dass viele wichtige, die Heimat betreffende Fragen vollständig unbeachtet blieben. Es ist verständlich, dass das Bedürfnis nach einer Institution erwachsen musste, deren Aufgabe die Heimatforschung im engeren Sinne wäre, und die zu diesem Zweck möglichst viel Kräfte heranziehen und ihre Tätigkeit regeln sollte. Die ersten Versuche

Die Kirchspiele (zu S. 5). 1. Tallinna linna ala (das Gebiet der Stadt Reval); 2. Harju-Jaani (St. Johannis); 3. Kuusalu (Kusal); 4. Haljala (Haljall); 5. Viru-Nigula (Maholm); 6. Lügánuse (Luggenhusen); 7. Jõhvi (Jewe); 8. Vaivara (Waiwara); 9. Iisaku (Isaak); 10. Viru-Jaagupi (St. Jakobi); 11. Rakvere (Wesenberg); 12. Kadrina (St. Katharinen); 13. Ambla (Ampel); 14. Kose (Kosch); 15. Jüri (St. Jürgens); 16. Keila (Kegel); 17. Hageri (Haggers); 18. Nissi (Nissi); 19. Madise (St. Matthias); 20. Risti (Kreuz); 21. Noarootsi (Nukkö); 22. Lääne-Nigula (Poenal); 23. Ridala (Röthel); 24. Martna (St. Martens); 25. Kullamaa (Goldenbeck); 26. Märjamaa (Merjama); 27. Rapla (Rappel); 28. Juuru (Jörden); 29. Anna (St. Annen); 30. Järva-Madise (St. Matthäi); 31. Järva-Jaani (St. Johannis); 32. Koeru (St. Marien-Magdalenen); 33. Paide (Weissenstein); 34. Väike-Maarja (Kl. Marien); 35. Simuna (St. Simonis); 36. Avinurme (Awwinorm); 37. Torma (Torma); 38. Laiuse (Lais); 39. Palamuse (Bartholomäi); 40. Kursi (Talkhof); 41. Põltsamaa (Oberpahlen); 42. Pillistvere (Pillistfer); 43. Türi (Turgel); 44. Vändra (Fennern); 45. Pärnu-Jaagupi (St. Jakobi); 46. Vigala (Fickel); 47. Mikhli (St. Michaelis); 48. Lihula (Leal); 49. Karuse (Karusen); 50. Hanila (Hannehl); 51. Muhu (Mohn); 52. Varbla (Werpel); 53. Tõstamaa (Testama); 54. Audru (Audern); 55. Pärnu (Pernau); 56. Tori (Torgel); 57. Suure-Jaani (Gr. St. Johannis); 58. Kõpu (Köppo); 59. Viljandi (Fellin); 60. Kolga-Jaani (Kl. St. Johannis); 61. Äksi (Ecks); 62. Maarja-Magdaleena (Marien-Magdalenen); 63. Kodavere (Koddafer); 64. Tartu-Maarja (St. Marien); 65. Võnnu (Wendau); 66. Kambja (Kamby); 67. Nõo (Nüggen); 68. Puhja (Kawelecht); 69. Rannu (Randen); 70. Rõngu (Ringen); 71. Otepää (Odenpäh); 72. Tarvastu (Tarwast); 73. Paistu (Paistel); 74. Halliste (Hallist); 75. Saarde (Saara); 76. Häädemeeste (Gudmannsbach); 77. Karksi (Karkus); 78. Helme (Helmet); 79. Sangaste (Theal); 80. Urvaste (Anzen); 81. Kanepi (Kannapäh); 82. Põlva (Pölwe); 83. Räpina (Rappin); 84. Lobodka (Lobodka); 85. Petseri (Petschur); 86. Irboska (Isborsk); 87. Pangevitsa (Panikowitschi); 88. Vastseliina (Neuhausen); 89. Rõuge (Rauge); 90. Karula (Karolen); 91. Hargla (Harjel); 92. Valga (Walk); 93. Reigi (Roicks); 94. Pühalepa (Pühhalep); 95. Keina (Keinis); 96. Emaste (Emmast); 97. Karja (Karris); 98. Jaani (St. Johannis); 99. Põide (Peude); 100. Valjala (Wolde); 101. Püha (Pyha); 102. Kaarma (Karmel); 103. Mustjala (Mustel); 104. Kärla (Kergel); 105. Kihelkonna (Kielkond); 106. Anseküla (Anseküll); 107. Jamaja (Jamma).

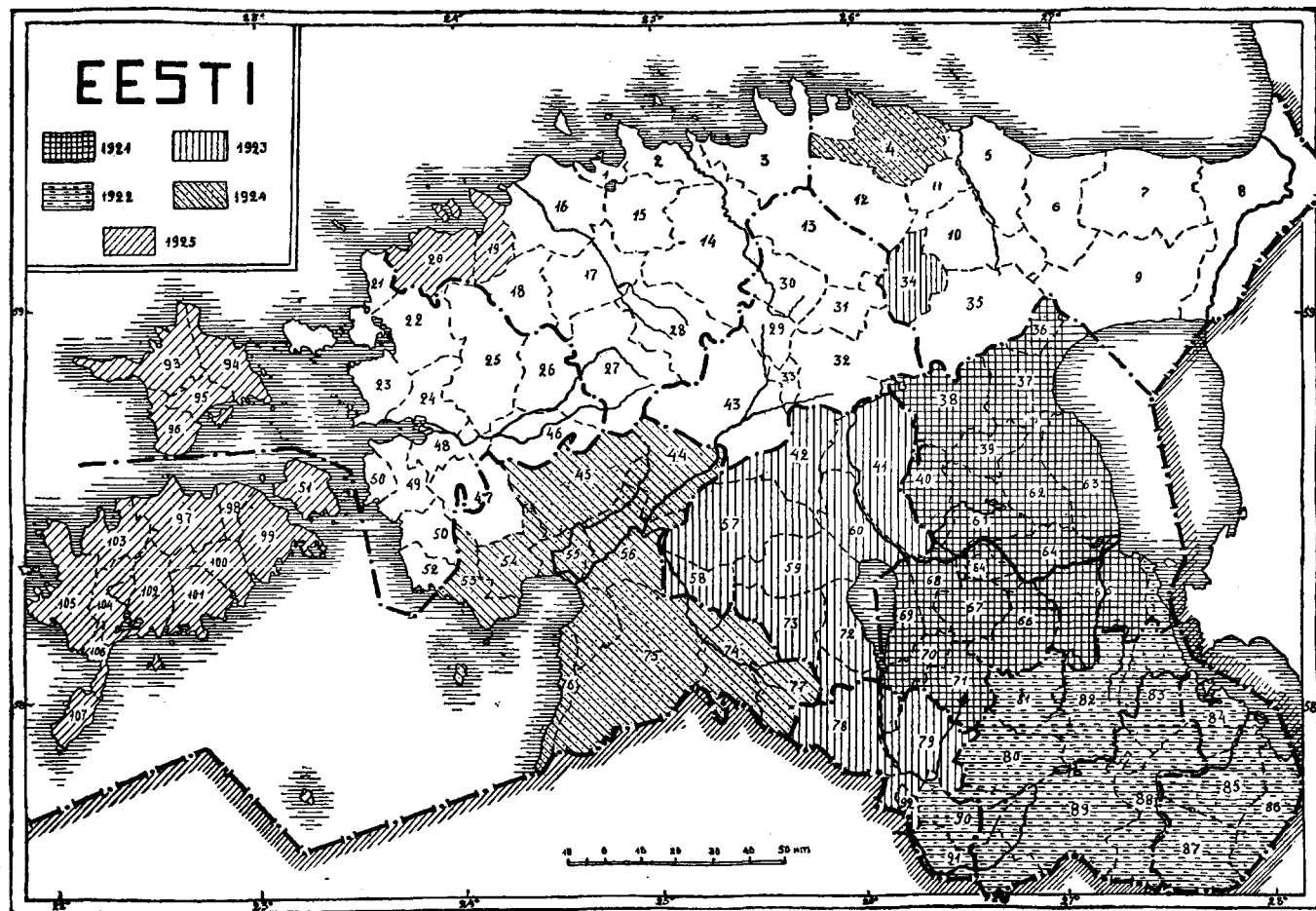


Abb. 1. Karte des Arbeitsgebietes des Heimatforschungsausschusses in den Jahren 1921, 1922, 1923, 1924 und 1925.

in dieser Richtung wurden im Jahr 1914 gemacht, als bei der Estnischen Literaturgesellschaft (Eesti Kirjanduse Selts) der Ausschuss für Heimatforschung (Kodumaa-tundmaõppimise Toimkond) gegründet wurde, der sich ein möglichst vielseitiges Erforschen Eestis zum Ziel setzte. Als erste Aufgabe stellte sich dieser Ausschuss die Zusammenstellung und Herausgabe einer Landkarte der Heimat in estnischer Sprache, sowie die Zusammenstellung eines Führers für Touristen in Eesti. Zu letzterem Zwecke erging an alle Interessenten die Bitte, dem Ausschuss Beschreibungen der sehenswürdigsten Stellen ihrer Umgebung zu senden. Der Beginn des Krieges unterbrach beide Pläne. Das Interesse konzentrierte sich auf die Geschehnisse des Tages. Im selben Jahre wurde auch mit der Zusammenstellung einer Bibliographie der Zeitungen begonnen, und aus 11 Jahrgängen des „Postimees“ 30 000 Artikel heimatkundlichen Inhalts ausgeschrieben. Geldmangel unterbrach auch diese Arbeit. Ferner hatte der Ausschuss für Heimatkunde die Absicht, mit einer genaueren Beschreibung von Eesti zu beginnen. Zu diesem Zweck wurde eine Expedition nach Otepää (Odenpäh) veranstaltet, denn dieses Kirchspiel sollte als erstes beschrieben werden. Ebenso wurden kleinere Forschungstouren in die nähere Umgebung Tartus (Dorpat) unternommen.

Durch die wiederholten Mobilisierungen wurden die tätigen Kräfte entzogen, und das ganze Unternehmen schief ein. Wohl versuchte der damalige Präses des Ausschusses K. Preisberg durch seine persönliche Arbeit, — das Ausschreiben des die Heimatkunde betreffenden Materials aus Druckwerken, — die Tätigkeit des Ausschusses am Leben zu erhalten, doch auch das brach mit seinem Tode ab. So endete die Tätigkeit des ersten estnischen Ausschusses für Heimatforschung ohne viel mehr als blosse Pläne entworfen zu haben. In den Schriften des Ausschusses erschien nur ein einziges Werk (Nigol, A.: Eesti asundused ja asupaigad Venemaal¹⁾).

1) Nigol, A.: Eesti asundused ja asupaigad Venemaal. — Teine katse sõnumid kõikide Eesti asunduste üle tuua ja esimene katse üldist korraldust luua asunduste jaoks. Eesti Kirjanduse Seltsi Kodumaa tundmaõppimise Toimkonna toimetused nr. 1. Tartus, 1918. 94 lhk. (Nigol, A.: Die estnischen Kolonien und Wohnstätten in Russland. — Ein zweiter Versuch Nachrichten über alle estnischen Kolonien zu bringen und ein erster Versuch eine allgemeine Organisation für die Kolonien zu schaffen. Estnische Literaturgesellschaft. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 1. Dorpat 1918. 94 S.)

Nach Beendigung des Weltkrieges sammelten sich in Tartu (Dorpat), hauptsächlich an der Universität, neue Kräfte, die sich für Heimatforschung interessierten und auch gleich mit der Arbeit begannen. Im Frühjahr 1920 wurde an der Estnischen Literaturgesellschaft (Eesti Kirjanduse Selts) wiederum ein neuer Ausschuss für Heimatforschung organisiert, zu dem mehrere Universitätskräfte gehören. Präses des Ausschusses wurde Dr. J. G. Granö, Professor der Geographie an der Universität Tartu, der schon früher in Finnland auf diesem Gebiet tätig gewesen war und die nötigen Erfahrungen besass.

Es wurde nun die Herausgabe eines die Heimat möglichst vielseitig beleuchtenden Werkes und die Sammlung des erforderlichen Materials beschlossen. Das geplante Werk sollte „Eesti“ benannt werden und entsprechend den 11 Kreisen aus 11 Bänden bestehen. Dasselbe sollte möglichst reichhaltiges, den Anforderungen der heutigen Wissenschaft gerecht werdendes Material über die Natur und das Volk darbieten, beruhend teils auf direkten Forschungen, teils auf kontrollierten Angaben aus der Literatur. Sprachlich konzentriert, um bei geringem Umfang möglichst viel Tatsachen und positives Wissen zu bieten, dabei aber allgemein verständlich, sollte das Werk ein Handbuch für Institutionen, Schulen, Lehrer, Ärzte und diejenigen sein, die sich für Eesti interessieren. Als Vorbild diente das finnische Werk: „Suomen maa“¹⁾, an dem auch Prof. J. G. Granö gearbeitet hat. Das estnische Werk sollte sich jedoch durch die Detailliertheit seines Inhalts vom finnischen unterscheiden, eine Detailliertheit, die bei letzterem in Anbetracht der bedeutend grösseren Fläche nicht in dem Masse möglich gewesen war.

Jeder Band sollte, wie gesagt, einen Kreis umfassen. Als kleinere Einheiten wählte man aber nicht die viel zu kleinen heutigen administrativen Einheiten, die Gemeinden (vald), sondern die grösseren, geschichtlichen und kirchlichen Einheiten, die sog. Kirchspiele (kihelkond). Unter einem „Kirchspiel“ versteht

1) Rosberg, J. E., Grotenfeldt, K., Granö, J. G., Hildén, R.: Suomenmaa. — Maantieteellis-taloudellinen ja historiallinen tietokirja. Ensimmäinen osa: Uudenmaan lääni. Tietosanakirja-osakeyhtiö kirjastus. Helsingi 1919. (Rosberg, J. E., Grotenfeldt, K., Granö, J. G., Hildén, R.: Finnland. — Eine landeskundliche, wirtschaftliche und geschichtliche Beschreibung. Erster Teil: Nylands län. Verlag der Tietosanakirja-Osakeyhtiö. Helsingfors 1919.)

man ein Gebiet, dessen lutherische Einwohner zu einer Kirche gehören, die sie unterhalten. Die Kirchspiele haben keine festen Grenzen. Öfters schneiden sich die Grenzen einzelner Kirchspiele und ein Dorf oder Gut gehört zu 2 oder mehreren Kirchspielen, da sie sich in früherer Zeit an dem Unterhalt der Kirchen beteiligten; oder Teile eines Kirchspiels befinden sich als Enklaven in anderen Kirchspielen. Trotzdem eignet sich das Kirchspiel seinem Areal nach, das z. B. im Kreise Tartu (Dorpat) zwischen 210 km² (Palamuse = Bartholomäi) und 717 km² (Võnnu = Wendau) schwankt, und zu dem gewöhnlich 3—4 Gemeinden gehören, besser als zu beschreibende Einheit denn die Gemeinden

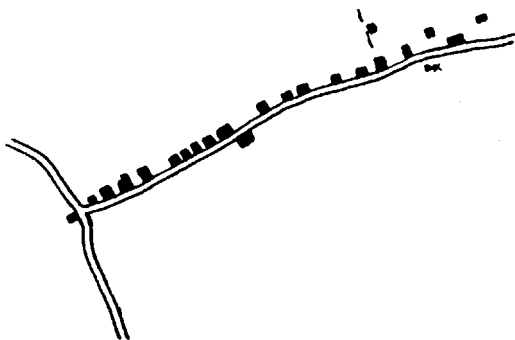


Abb. 2. Das Reihendorf Toovere Palamuses (in Bartholomäi). (Zu S. 12.)

Der Plan¹⁾ zur Beschreibung der Kirchspiele enthielt über 200 Fragen. Zuerst wurde die Erforschung des Landes durch Heranziehung der grösseren Öffentlichkeit geplant; eine gründliche Prüfung der auf die Fragebogen eingelaufenen Antworten erwies aber, dass diese Arbeit nur durch gründlich vorbereitete Kräfte gemacht werden kann. Aus dieser Erwägung hat man

1) Eesti Kirjanduse Seltsi Kodu-uurimise Toimkonna väljaanne nr. 2: Kihelkondade kirjeldamise kava. Eesti Kirjanduse Seltsi kirjastus. Tartu, 1920. (Estnische Literaturgesellschaft. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 2: Plan der Beschreibung der Kirchspiele. Verlag der Estnischen Literaturgesellschaft. Dorpat 1920.)

Eesti Kirjanduse Seltsi Kodu-uurimise Toimkonna väljaanne nr. 2a: Lisaküsimused „Kihelkondade kirjeldamise kavale“. Eesti Kirjanduse Seltsi kirjastus. Tartu, 1921. (Estnische Literaturgesellschaft. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 2a: Anhang zum „Plan der Beschreibung der Kirchspiele“. Verlag der Estnischen Literaturgesellschaft. Dorpat 1921.)

dann die älteren Studenten der Universität herangezogen, die zu ihren Studien auch ein Stipendium erhielten.

So wurden im Sommer 1921 8 Stipendiaten in die Kirchspiele des Kreises Tartu (Dorpat) ausgesandt, wobei jeder von ihnen die Aufgabe hatte, zwei Kirchspiele, das ist ungefähr 740 km², zu bearbeiten. Ausser den Geographen arbeiteten im selben Kreise ebensoviel Studenten der Geschichte und ein Photograph.

Im Herbst 1922 erschien als Resultat dieser Studien die Beschreibung eines Kirchspiels, und zwar „Palamuse“ (Bartholomäi)¹⁾. Am Sammeln dieses Materials hatten sich unter anderen auch Prof. Dr. J. G. Granö, mag. H. Moora und Propst A. Westrén-Doll beteiligt, wodurch sich die Arbeit so musterhaft gestaltete, dass sie auch als Vorbild des geplanten „Tartumaa“ (Kreis Dorpat)²⁾ angenommen wurde, welches unter der Redaktion von J. Rumma, zum Teil von ihm selbst geschrieben, erst kürzlich erschienen ist.

Bald erwuchs das Bedürfnis nach einem Arbeitsraum. Hier kam die Universitätsverwaltung dem Ausschuss entgegen und wies ihm zuerst 3 Zimmer und später einen Raum gegenüber dem geographischen Institut (im selben Gebäude Aia tän. = Gartenstr. 46) zu, der freilich eng, insofern aber geeignet ist, dass die Bibliothek und die Karten des geographischen Institutes leicht erreichbar sind, denn der Ausschuss ist in dieser Hinsicht noch recht arm. Ande-

1) E. K. S. Kodu-uurimise Toimkonna väljaanne nr. 4: Palamuse kihelkond. Maadeteadusline, majandusline ja ajalooline kirjeldus. 1 kaardi ja 5 joonisega tekstis. Eesti Kirjanduse Seltsi kirjastus. Tartu, 1922. (E. L. G. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 4: Das Kirchspiel Bartholomäi. Eine landeskundliche, wirtschaftliche und geschichtliche Beschreibung. M. 1 Karte und 5 Abb. im Text. Verlag der Estnischen Literaturgesellschaft. Dorpat 1922.)

2) Eesti. Maadeteadusline, majandusline ja ajalooline kirjeldus. I: Rumma, peatoimetaja mag. geogr. J., Granö, prof. J. G., Veski, lektor J. V. Tartumaa. Maadeteadusline, majandusline ja ajalooline kirjeldus. Eesti Kirjanduse Seltsi Kodu-uurimise Toimkonna väljaanne nr. 6. E. K. S. kirjastus. Tartu, 1925. 740 + XVI lhk., 231 joonist ja kartogrammi tekstis ja 19 kaarti lisas. (Eesti. Eine landeskundliche, wirtschaftliche u. geschichtliche Beschreibung. I: Rumma, Hauptredakteur mag. geogr. J., Granö, Prof. J. G., Veski, Lektor J. V. Der Dorpater Kreis. Eine landeskundliche, wirtschaftliche und geschichtliche Beschreibung. Estnische Literaturgesellschaft. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 6. Verlag der E. L. Gesellsch. Dorpat 1925. 740 + XVI S., 231 Abbildungen und Kartogramme im Text und 19 Karten als Beilage.)

rerseits wurde ein Band zwischen dem Ausschuss und der Abteilung für Heimatforschung des geographischen Instituts geknüpft. Anfangs bestand der Zusammenhang darin, dass der Ausschuss für Heimatforschung sein Material dem geographischen Institut zu Lehrzwecken zur Verfügung stellte, während das geographische Institut die Stipendiaten, die der Ausschuss ausschickte, vorbereiten und instruieren half. Im Lehrprogramm der Universität ist unter den geographischen Seminarübungen auch eine über heimatliche Themen vorgesehen. Demzufolge werden auch jedes Frühlingssemester die Beobachtungen und Untersuchungen der Studenten, die sie im vergangenen Sommer auf dem Lande gemacht haben, im Seminar vorgetragen und durchgearbeitet.

Im Sommer 1922 machte sich der Ausschuss die Erforschung der Kreise Võru (Werro) und Petseri (Petschur) zur

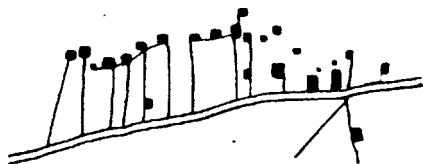


Abb. 3. Das Rispendorf Kivijärve Laiusel (in Laisholm). (Zu S. 12.)

Aufgabe. Die Arbeiten des vorhergehenden Sommers im Kreise Tartu (Dorpat) hatten Erfahrungen für eine zweckmässige Organisation der Arbeit geliefert. Erstens wurde das Forschungsgebiet der einzelnen Studenten bis auf „ein“ Kirchspiel, d. h. ungefähr 300 km² verringert, zweitens wurden die Studenten in einem speziellen Heimatforschungskursus vorbereitet. Folgende Lehrkräfte der Universität übernahmen die Einführung der Studenten in die Heimatforschung: Prof. J. G. Granö — die allgemeine Leitung und Geographie, Prof. H. Bekker — Geologie, Prof. J. Piiper — Zoologie und Zoogeographie, Prof. A. R. Cederberg — Geschichte, Privatdozent E. Spohr — Botanik und Pflanzengeographie.

Das wesentliche Ergebnis dieses Sommers war neben dem Sammeln von Gesteinen und Erdproben die Berichtigung der Kirchspielgrenzen und die Feststellung von etwa 500 verschiedenen Pflanzen. Besonders grosse Schwierigkeiten hatten von den 19 Studenten die 3 Historiker, die die Archive der zu beschreibenden Kreise durchfor-

schen mussten, da diese in der Kriegszeit in Unordnung geraten waren. So kam es denn, dass mancher Historiker längere Zeit arbeiten musste, als vom Ausschuss vorausgesehen war.

Im folgenden **Jahr 1923** hatte der Ausschuss für Heimatforschung schon zwei verschiedene Arbeitsgebiete: einerseits wurde am Manuskript des „Tartumaa“ (Kreis Dorpat) gearbeitet, andererseits die Erforschung der Kreise Viljandi (Fellin) und Valga (Walk) vorbereitet.

In die Kreise Viljandi (Fellin) und Valga (Walk) wurden 14 Studenten der Geographie und Naturwissenschaft ausgeschiedt. Jeder von ihnen hatte ein Kirchspiel — ungefähr 500 km² — zu untersuchen. Viel Hilfe leistete den Stipendiaten der Verband der Studenten des Felliner Kreises, der für billige oder auch kostenlose Wohnungen sorgte und oft führend zur Seite stand.

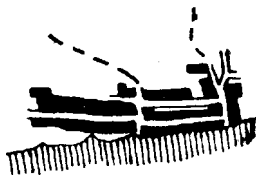


Abb. 4. Das Strassendorf Suur Kolki Kodaveres (in Koddafer). (Zu S. 14.)

Wie auch in den vorher untersuchten Kreisen, waren die Städte Valga (Walk) und Viljandi (Fellin) von den Kirchspielen als selbständige Forschungsgebiete abgetrennt. Die Lage beider Städte ist besonders interessant und bedingt die eigenartige Form ihres Wachstums. Viljandi (Fellin) liegt in der Mitte des fruchtbarsten Kreises Eestis, am steilen Abhang des tiefen und 1 km breiten Durchbruchtales, am Ufer eines Sees, der dem Wachsen der Stadt nach dieser Seite hin hinderlich ist. In entgegengesetzter Richtung bewirken die sich kreuzenden Landstrassen und Eisenbahnwege, die im Plan der Stadt von besonderer Bedeutung sind, die Ausbreitung der Stadt.

Eine ebenso eigenartige Lage hat die Stadt Valga (Walk). Sie liegt am Rande des Kirchspiels in einer tiefen Ausbuchtung der lettischen Grenze, ein Umstand, der ihr heute nur ein Wachstum nach Norden hin erlaubt. Die Erforschung der Entwicklungsbedingungen dieser Städte, sowie ihrer Physiognomie,

ihrer Wirtschaftsverhältnisse u. s. w. war die Aufgabe des Stadtgeographen.

Im Jahre 1924 wurde die Erforschung des Kreises Pärnu (Pernau) organisiert, woran sich 20 Studenten beteiligten. Durchschnittlich hatte ein jeder Student ein Gebiet von ca. 500 km².

Zum Forschungsgebiet für den Sommer 1925 waren vom Ausschuss die Inseln Saaremaa (Oesel), Muhumaa (Mohn), Hiiumaa (Dagö) und die kleineren an der Küste gelegenen Inseln gewählt worden. Die Inseln sind in 8 Gebiete von ungefähr 400—500 km² eingeteilt.

Parallel mit den praktischen Arbeiten der Heimatforschung ging auch die Bearbeitung des gesammelten Materials vor sich, an der sich ausser Mag. geogr. J. Rumma als Hauptredakteur und Autor, und ausser seinen Gehilfen (anfangs Mag. geogr. A. Tammekann, später E. Kant), auch mehrere Lehrkräfte der Universität, wie Prof. J. G. Granö, Prof. J. Köpp, Prof. A. Rammul, die Dozenten H. Sepp, A. Saareste, E. Spohr, der Synoptiker V. Kurrik, der Konservator M. Härms, die Assistenten H. Moora, E. Reinwaldt, u. a. beteiligten.

Als erstes grösseres Werk erschien ferner in diesem Frühjahr das obengenannte „Tartumaa“ (Der Kreis Dorpat). Das Werk gliedert sich folgendermassen: 1) Lage, 2) Statistik, 3) Natur, 4) Menschen und 5) Touristisches.

Die Abschnitte „Lage“ und „Statistik“ bilden eigentlich die Einleitung, während die Hauptteile „Natur“, „Menschen“ und „Touristisches“ den ausführenden Teil des Werkes darstellen. Die Hauptteile enthalten ganz neues und bisher noch nicht veröffentlichtes Material, von dem wir hier als Beispiel die ländlichen Siedlungsformen nennen.

Die Drumlinlandschaft mit ihren Oberflächenformen bedingt die Bildung der Reihendörfer (Abb. 2, S. 8). Diese Dörfer lagern gewöhnlich am Fusse der Drumlins, wo die Nähe des Grundwassers die Brunnenbohrungen erleichtert, und wo die auf den Drumlins ausgebreiteten Felder sich mit den in den Mulden befindlichen Weiden und Wiesen vereinigen. Diese Lage der Wohnungen ermöglicht auch besser die Benutzung der Ländereien.

Als eine besondere Dorfform nennen wir ferner im Dorpater Kreise die Rispendörfer (Abb. 3, S. 10), bei denen



Abb. 5. Fliegeraufnahme von Tartu (Dorpat). (Zu S. 14.)

die Wohnhäuser zwar längs des grossen Weges, aber nicht an seinem Rande, sondern einige hundert Meter von ihm entfernt liegen. Mit dem grossen Wege ist jedes Wohnhaus durch einen kleinen Seitenweg, der gewöhnlich mit Bäumen besäumt ist, verbunden. Solche Dörfer sind für die zwischen den Urstromtälern befindlichen Ebenen, wo der Verkehr nicht gehindert ist, charakteristisch.

Von den anderen Dorfformen muss man noch die Strassendörfer (Abb. 4, S. 11), die für die Russen charakteristisch sind



Abb. 6. Der Platz vor dem Rathaus in Tartu (Dorpat) im Jahre 1923.

und viele Kilometer weit den Peipussee umrahmen, erwähnen. Am Peipussee lagern die Strassendörfer zwischen dem See und den feuchten Wäldern auf den Dünen oder auf dem höheren Strande.

Dem Gesagten fügen wir noch aus demselben Werke drei Abbildungen der Stadt Dorpat hinzu. Die erste von ihnen (Abb. 5, S. 13) stellt das heutige Dorpat vom Aeroplan gesehen, die zweite (Abb. 6) den Platz vor dem Rathaus im Jahre 1923 und die dritte (Abb. 7, S. 16) denselben vor hundert Jahren dar. Bisher sind Besprechungen von Prof. Ros-

berg¹⁾, Prof. Tallgren²⁾ und Prof. Haltenberger³⁾ erschienen, die „Tartumaa“ als ein grundlegendes Werk ansehen. Prof. Rosberg und Prof. Tallgren betonen sogar, dass „Tartumaa“ ein noch ausführlicheres Werk ist, wie die entsprechenden finnischen Heimatkunden. Bald sollen auch die Bände über die Kreise Võru (Werro) und Petseri (Petschur) erscheinen.

Neben der beschriebenen Heimatforschungsarbeit sind im Ausschuss unter der Leitung von J. Rumma für das Staatliche Statistische Zentralbureau (Riigi Statistika Keskbüroo) genaue Karten von Kreisen mit Verzeichnung der Gemeindegrenzen, Gemeindehäuser usw., sowie Pläne von Städten und Flecken mit Bezeichnung von Gebäuden und anderen wichtigen Bauten angefertigt worden. Ferner hat J. Rumma auf Grund der im Ausschuss vorhandenen Materialien geographische Übersichten von einzelnen Kreisen Estis verfasst, von denen bis jetzt 9 erschienen sind⁴⁾, und ausserdem einen neuen Plan der Beschreibung des Heimattortes⁵⁾ geschrieben.

Aus der Erwägung, dass man zur Beschreibung des Kreises Tartu (Dorpat) Angaben über die Stadt Tartu (Dorpat) brauchte,

1) R(osberg), J. E.: J. Rumma, J. G. Granö, J. V. Veski: **Eesti I Tartumaa**. Maateadusline, majandusline ja ajalooline kirjeldus. 740 + XVI s., 8:o, 231 kuua ja karttaa tekstissä, 19 liitekarttaa. Hinta 750 Emk. Eesti Kirjanduse Selts. Tartto, 1925. Terra, 1925 nr. 1. S. 43—44.

2) T(allgren), A. M.: Viro. Maantieteellis-taloudellis-historiallinen kuvaus. Helsingin Sanomat 1925, nr. 100. 14. IV.

3) Haltenberger, M.: Besprechung von „Tartumaa“ in Petermanns Mitteilungen, Gotha 1925. H. 9/10. S. 228.

4) Riigi Statistika Keskbüroo: 1922. a. Üldrahvalugemise andmed. Järvamaa. Tallinna, 1923; Pärnumaa. Tallinna, 1923; Viljandimaa. Tallinna, 1924; Harjumaa. Tallinna, 1924; Saaremaa. Tallinna, 1924; Läänemaa. Tallinna, 1924; Virumaa. Tallinna, 1924; Tartumaa ja Valgamaa. Tallinna, 1924. (Staatliches Statistisches Zentralbureau: Der allgemeine Zensus vom Jahre 1922. Der Kreis Jerwen. Reval, 1923; Der Kreis Pernau. Reval, 1923; Der Kreis Fellin. Reval, 1924; Der Kreis Harrien. Reval, 1924; Der Kreis Oesel. Reval, 1924; Der Kreis Wiek. Reval, 1924; Der Kreis Wierland. Reval, 1924; Die Kreise Dorpat und Walk. Reval, 1924.)

5) Rumma, J.: Kodukoha kirjeldamise kava. E. K. S. Kodu-uurimise Toimkonna väljaanne nr. 5. Tartu, 1924. Eesti Karskuseliidu kirjastus. (Rumma, J.: Der Plan der Beschreibung des Heimattortes. E. L. G. Schriften des Heimatforschungsausschusses Nr. 5).

die ihre Physiognomie, ihren Strassenverkehr, die Wirtschaftsverhältnisse, das Bildungswesen usw. charakterisieren, wurde teils von Mitgliedern des Ausschusses, teils von Aussenstehenden ein neuer Ausschuss für „Stadtforschung“ gegründet. Im Frühling 1922 wurde auf Veranlassung dieses Ausschusses der Verkehr auf den Strassen von Tartu und auf den zur Stadt führenden Verkehrswegen beobachtet, um dadurch die Ausdehnung des Hinterlandes der Stadt, sowie auch die Lage und Gestalt des Stadtkerns aus

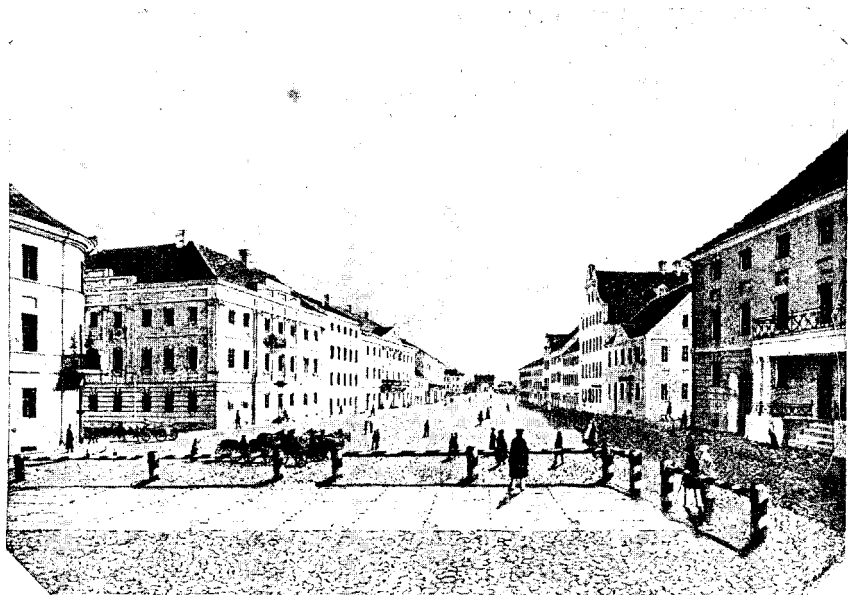


Abb. 7. Der Platz vor dem Rathaus in Tartu (Dorpat) in der Mitte d. XIX. Jahrhunderts. (Zu S. 14.)

dem zentrifugalen und zentripetalen Verkehr zu bestimmen. Ebenso konnte auf diese Weise die Belebtheit der einzelnen Strassen und die wichtigsten Verkehrswege festgestellt werden. Späterhin veranstaltete der Ausschuss für Städteforschung noch ähnliche Beobachtungen, um für jede Jahreszeit Daten zu erhalten. Im selben Sommer wurde auch die Physiognomie der Stadt erforscht. Ein Teil der gesammelten Daten wurde bei der Beschreibung der Stadt Tartu (Dorpat) im Werk „Tartumaa“ (Kreis Dorpat) benutzt, ein anderer findet bei einer selbständigen Beschreibung der Stadt Tartu (Dorpat), die noch in nächster Zeit erscheinen wird, Verwendung.

Zu den Aufgaben des Ausschusses für Heimatforschung gehört auch die Anschaffung von photographischem Material; zu diesem Zweck hat der Ausschuss seinen Stipendiaten zur Pflicht gemacht, entweder selbst an Ort und Stelle zu photographieren oder wenigstens Aufnahmen von örtlichen Photographen zu sammeln, die von den charakteristischsten Erscheinungen des untersuchten Gebietes ein Bild geben sollen. Ausserdem schickt der Ausschuss in jedem Jahr, wie schon oben gesagt, seinen Stipendiaten-Photographen in den zu erforschenden Kreis, wo nach einem bestimmten Plan photographiert wird. Auf diese Weise ist es möglich, ein systematisches Material von Aufnahmen aus jedem Kreis zu erhalten. Eine Menge von Photographien hat der Ausschuss, auf eine Bitte in den Zeitungen, als Geschenk erhalten. So ist eine Sammlung von Photographien der erforschten Kreise entstanden, die an 2000 Stücke enthält. Jedes Jahr bringt der Sammlung neue Aufnahmen. So ist denn der Ausschuss aus den Anfangsstadien des Organisierens herausgewachsen und zur zielbewussten Arbeit geschritten. Leicht ist sie nicht. Das zu erforschende Gebiet — Eesti — ist recht gross, und die Aufgaben weitumfassend und vielseitig, besonders da zur russischen Zeit so wenig gemacht wurde.

Die Heimatforschung ist nicht nur an die Tätigkeit des Ausschusses gebunden gewesen, an ihr haben sich nach Kräften auch mehrere Institute der Universität und akademische Studentenverbände entsprechend ihrer Spezialität beteiligt. Wir finden energische Tätigkeit im geologischen, zoologischen, botanischen, archäologischen, forstwirtschaftlichen, hygienischen usw. Institut, wo die entsprechenden Lehrkräfte der Universität arbeiten, die sich dafür interessierenden Studenten mit sich ziehend. Wir finden auch Heimatarbeit im akademischen Verein für Geschichte (Akadeemiline Ajaloo Selts); im akademischen Verein für Muttersprache (Akadeemiline Emakeele Selts); im Agronomen-Verein usw. Auch mehrere studentische Organisationen (Viljandi, Pärnumaa usw. kogud), sowie ausserhalb der Universität stehende Gesellschaften (das Estnische Volksmuseum usw.) haben es sich zur Aufgabe gemacht, die Heimat kennen zu lernen.

DER STAND DES AUFNAHME- UND KARTENWESENS IN EESTI

VON

MICHAEL HALTENBERGER

TARTU (DORPAT) 1925

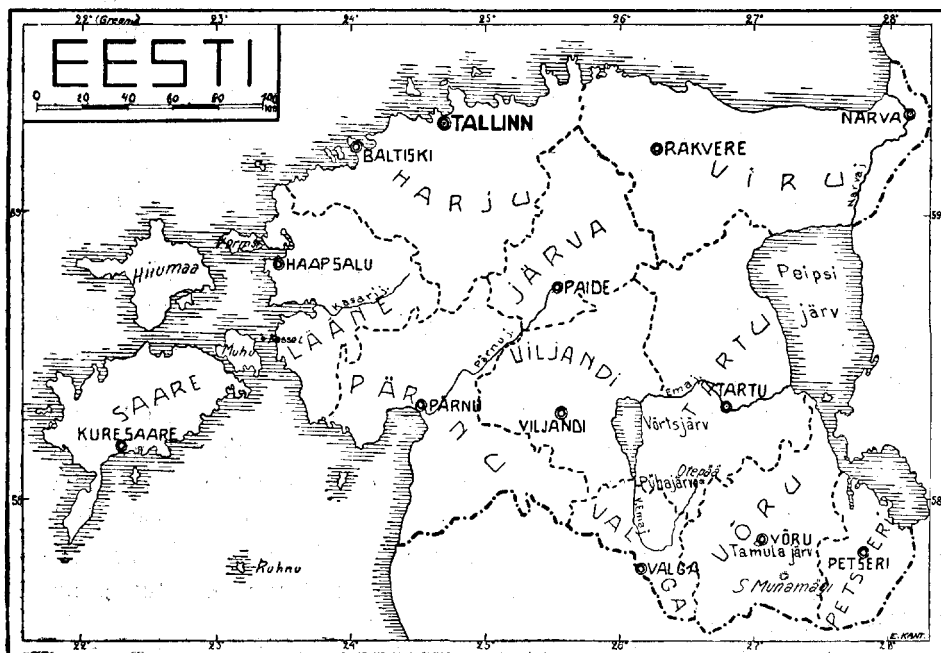
In der Entwicklung des Aufnahme- und Kartenwesens in Eesti sind drei Perioden zu unterscheiden: 1) die russische Vorkriegszeit, 2) die deutsche Okkupationszeit während des Weltkrieges, und 3) die gegenwärtige Zeit der estnischen Selbständigkeit.

1) Von grösster Wichtigkeit ist die russische Vorkriegszeit. Aus dieser Zeit stammen die 1, 2 und 3-Werst-Karten (42 000, 84 000, 126 000), welche auf Grund der halbwertstigen Aufnahmeblätter angefertigt worden sind. Auf das Gebiet Estis beziehen sich etwa 24 Dreiwerstkarten, 53 Zwei- und 421 Einwerstkarten. Von den Einwerstkarten erschienen 379 Stück in einem kleineren Format von 6×12 Minuten und 42 Stück in grösseren Formaten, wovon einige ein solches von 12×15 Minuten aufweisen.

2) Die deutschen Okkupationskarten sind teils Messtischblätter, entstanden auf Basis der russischen Einwerstkarten, aber mit Revision und deutschen Inschriften, und teils sind es Karten von 1:100 000. Messtischblätter (1:25 000) sind nur von den Küstengebieten, den Inseln und der Umgebung von Tartu (Dorpat) erschienen, während die 1:100 000-Karten ganz Eesti darstellen.

3) Heute, zur Zeit der estnischen Selbständigkeit, befindet sich das Aufnahmewesen in den Händen des Generalstabes. Er befasste sich bis jetzt nur mit der Aufnahme des Petschurschen Gebietes, jenes südöstlichen Teiles der estnischen Republik, von welchem aus der russischen Zeit keine Einwerstkarten vorhanden waren. Diese neuen Einwerstkarten, die ihrer strategischen Wichtigkeit wegen gar nicht erhältlich sind, erscheinen seit 1921 und sind seit 1920 aufgenommen. Ihre Zahl beträgt 9. Sie zeichnen sich durch eine sehr günstige Isohypsendarstellung aus, die Isohypsens befinden sich in 2 Faden (2×2.13 m) - Abständen und sind rötlichbraun gedruckt. Reiner Druck, gute Übersichtlichkeit charakterisiert diese Karten, und

sie eignen sich vorzüglich zu geomorphologischen Studien. — Diese Karten leiten uns zugleich zur Behandlung der zweiten Frage unseres Berichtes, des Kartenwesens der estnischen Republik über. Mit der Veröffentlichung von Karten verschiedenen Massstabes beschäftigt sich vor allem der Generalstab, ferner das Kultusministerium, das Statistische Zentralbureau, die Volkshochschule (Rahvaülikool) und die Privatverleger H. Laakmann, Tartu (Dorpat), J. Ploompuu, Tallinn (Reval) und D. Koppel



u. S. Sütt, Tartu (Dorpat). Die folgende Liste gibt ausser dem Statistischen Album und Schulatlas etwa 60 Blätter unter 33 Titeln an, von welchen die meisten vom Generalstab veröffentlicht wurden. Ausser den in dieser Liste angeführten Veröffentlichungen des Generalstabes seien noch die Neudrucke der russischen topographischen Karten (1 und

*) Es erschienen über das Gebiet von der russischen Grenze bis zur Stadt Valga (Walk) 36 Blätter, und es werden über das Gebiet bis zur westlichen Küste etwa ebensoviel erscheinen.

3 Werst-Karten), ferner die 20 Seekarten verschiedenen Massstabes, wie auch die estnisch-russischen (24 Bl.) und die estnisch-lettischen (36+36)* Grenzkarten erwähnt, welch letztere Halbwerstkarten, und ebenso wie die Einwerstkarten, aus strategischen Gründen überhaupt nicht verkäuflich sind.

Wenn dieser kurze Bericht über den Stand des Kartenwesens unvollständig ist, so liegt die Ursache vor allem in dem angeführten Grunde der Staatsverteidigung.

Verzeichnis der seit Ende 1918 in Eesti erschienenen Karten.

N ^o	Benennung	Massstab	Herausgeber	Bemerkungen
1.	Eestimaa Kaart (Karte von Eesti)	1:420 000	Generalstab	3 Blätter, 10 Werst im Zoll
2.	„	1:1 050 000	„	Verkehrswege, 25 Werst im Zoll
3.	„	1:630 000	„	Verkehrswege, 15 Werst im Zoll
4.	Läänemeremaade kaart XIII. aastasajal (Karte der Ostseeländer im XIII. Jahrh.)		„	
5.	Tallinna linna plaan (Plan von Reval)		„	
6.	Setumaa kaart (Karte des Petschurschen Gebietes)		„	
7.	Eesti väerindade kaardid (Karten der estnischen Fronten)	1:1 050 000	„	Lagen am 24. II. 19, 2. III. 19, 14. VI. 19, 1. VII. 19
8.	Nõukogu vene väerindade kaardid (Karten der russischen Ssowjet-Fronten)	1:420 000	„	Lagen am 11. VIII. 19, 14. VIII. 19, 10. und 25. X. 19, 27. I. 20, 14. IV. 20
9.	Pihkva järve vete piirkond (Rayon der Gewässer des Pleskauschen Sees)		„	
10.	Peipsi järve vete piirkond (Rayon der Gewässer des Peipussees)		„	
11.	Eestimaa kaart (Karte von Eesti)	1:1 050 000	„	Schema, 25 Werst im Zoll
12.	Ida-Euroopa kaart (Karte von Osteuropa)	1:7 500 000	„	„ 175 „ „

Fortsetzung.

N ^o	Benennung	Massstab	Herausgeber	Bemerkungen
13.	Panikovitsi ja Irboska ümbrus (Umgegend v. Panikowit- schi u. Isborsk)	1:63 000	Generalstab	1½ Werst im Zoll
14.	Sõjaväe topograafia märkide seletused (Militärisch-topogra- phische Zeichenerklä- rung)		"	
15.	Läti-Vene piiri kaart (Karte der lettisch- russischen Grenze)		"	
16.	Baltimere ümbruskonna kaart (Karte des Ostseegebiets)		"	Schema
17.	Eestimaa kaart (Karte von Eesti)	1:300 000	"	4 Blätter
18.	Meetermõõdustik (Metersystem)		"	
19.	Kadrina ümbruse kaart (Umgegend v. Katharinen)	1:8 400	"	100 russ. Faden im Zoll
20.	Eestimaa füüsiline kaart (Physische Karte von Eesti)	1:300 000	"	4 Blätter
21.	Eesti-Vene piiri kaart (Estn.-russ. Grenzkarte)	1:21 000	"	12 Blätter
22.	Euroopa	1:4 000 000	Kultusministe- rium	Angefertigt vom Leipzi- ger Bibliographischen Institut
23.	Ida poolkera (Östliche Halbkugel)	1:22 000 000	"	"
24.	Lääne poolkera (Westliche Halbkugel)	1:22 000 000	"	"
25.	Eesti Vabariigi shemaa- tiline kaart (Schematische Karte der Republik Eesti)		Statistisches Zentralbureau	Mit den Gemeindegrenzen
26.	Eesti statistiline album (Statist. Album von Eesti)		"	Band I
27.	Tallinna plaan (Plan von Reval)	1:10 500	„Rahvaülikool“, Tallinn	125 russ. Faden im Zoll
28.	Tartu linna plaan (Plan von Dorpat)	1:8 400	"	100 " " " "

Fortsetzung.

Nr	Benennung	Massstab	Herausgeber	Bemerkungen
29.	Eestimaa kaart (Karte von Eesti)	1:650 000	H. Laakmann, Tartu	Wälder, Sümpfe, Gewässer
30.	" " "	1:1 050 000	"	Physische Karte
31.	Eestimaa kliima ja taimestiku kaart (Klima- u. Vegetations- karte von Eesti)	1:300 000	"	
32.	Eestimaa geoloogiline kaart (Geologische Karte von Eesti)	1:300 000	"	
33.	Eestimaa kooli-seina- kaart (Schulwandkarte von Eesti)	1:300 000	"	
34.	Eesti kaart — Viron kartta (Karte von Eesti)		J. Ploompuu, Tallinn	
35.	Kooli-atlas (Schulatlas)		D. Koppel & S. Sütt	

LANDESKUNDE VON EESTI

I. DIE PHYSISCHE STRUKTUR DES LANDES

VON

MICHAEL HALTENBERGER

TARTU (DORPAT) 1926

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

Vorwort.

Das junge Geographische Institut der Universität Tartu (Dorpat) hat es sich zum Ziele gesetzt, das Ausland durch seine „Publicationes“ zu orientieren. Aus dieser Erwägung heraus sind die 15 Nummern seiner Veröffentlichungen entstanden. Neben Einzelstudien und Referatarbeiten habe ich aber stets das Bedürfnis nach einer Landeskunde von Eesti empfunden, und um Bahn zu brechen, schrieb ich das vorliegende Buch.

Die kurze Zeit, die mir in diesem Lande zur Verfügung stand, gestattete es mir nicht, in das Studium des Landes tiefer einzudringen: deshalb soll meine Arbeit nur die Fortsetzung jener Pionierarbeit sein, die mein hochgeschätzter Vorgänger, Prof. Dr. J. G. Granö, auf einem anderen Gebiete unserer geographischen Wissenschaft begonnen hat. Ich wurde einer ganzen Reihe von Problemen gewahr, die ich auch in meinem Buche angeführt habe und die dann als Anregung zu weiteren Arbeiten dienen sollen. Der frische estnische Fleiss kann auf dem Gebiet der Heimatforschung einen noch reichen, jungfräulichen Boden finden, und er hat das nachzuholen, was in früheren Zeiten versäumt worden ist.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, mich für die weitgehende Unterstützung seitens des Kultusministeriums, des Verkehrsministeriums, des Staatlichen Statistischen Zentralamtes, des Estnischen Nationalmuseums zu Tartu (Dorpat), der Estnischen Literaturgesellschaft (Eesti Kirjanduse Selts) zu Tartu, des Fischereiinspektorats der Republik, wie auch der Stadtverwaltungen

von Tallinn (Reval), Tartu, Narva (Narwa), Pärnu (Pernau) zu bedanken.

Ausser diesen Institutionen gebührt mein Dank noch Prof. Dr. H. Rahamägi, vormaligem Kultusminister, Prof. Dr. W. Anderson, Redakteur der „Acta et Commentationes“ der Universität, Dozent Dr. I. Manninen, Direktor des Estnischen Nationalmuseums, und meinem zweiten Assistenten E. Piipberg, der mir bei der Übersetzung der estnischen und russischen Literatur stets zur Seite stand, und mir auch bei der Berechnung des statistischen Materials und beim Korrekturlesen behilflich war.

Tartu (Dorpat), 31. März 1926.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. PHYSISCHE STRUKTUR	11
1. Oberflächengestaltung	16
2. Das hydrographische Bild	55
3. Klima	64
4. Das Pflanzenkleid	73

Der furchtbare Weltkrieg, der der Menschheit so viel Übel gebracht hat, zerstörte die alten politischen Grenzen Europas und schuf ein noch bunteres Bild, als es das alte Europa war. Auf Grund des Nationalitätenprinzips sind alte, ehrwürdige Staaten zerstört worden, um daraus neue entstehen zu lassen. Dass aber dadurch nicht in jedem Falle Nationalstaaten geschaffen wurden, zeigen die österreichisch-ungarischen Erbfolgestaaten, wie die Tschechoslowakei, wie Jugoslawien und Rumänien, welche wiederum Nationalitäten- oder höchstens Pseudonationalstaaten (Rumänien) sind¹. Europa ist heute noch in viel grösserer Masse der Kontinent der vielen Staaten: statt 27 Staaten gibt es heute ohne Russland 33, und mit den russischen Einzelstaaten etwa 45 Staaten². Europa ist auch fernerhin der Erdteil der mittelhohen und Kleinstaaten, und vor allem der Herd neuer Nationalitätenkämpfe, welche sogar solche Gebiete in ihren Bereich gezogen haben, in welchen vorher die Nationalitäten friedlich nebeneinander lebten, z. B. Finnland, einen Staat, der zur Russenzeit ein Zweisprachenstaat (finnisch und schwedisch) war, wo sich heute aber schon die Gegensätze zwischen den Finnen und den in der Minderheit befindlichen Schweden immer mehr verschärfen.

Als ein besonderes Ereignis des Nachkriegs-Europa ist es anzusehen, dass auf seiner völkischen Staatenkarte³ ein ganz neuer Typus von Staaten auftaucht. Neben den romanischen, germanischen, slawischen, anderen indogermanischen und gemischten Staatentypen müssen wir den „Typus der finnisch-ugrischen Staaten“ anführen, und zwar Ungarn, Finnland und

1) Die Prozentzahl der Hauptnation beträgt in der Tschechoslowakei 36, in Jugoslawien 42, und in Rumänien 70%.

2) Hübner's Geographisch-statistische Tabellen. 67. Ausg. Wien 1924.

3) M. Haltenberger, *The Politico-Geographical Types of European States*. — *The Bulletin of the Geographical Society of Philadelphia*. Philadelphia 1926.

Eesti¹. Diese finnisch-ugrischen Staaten, welche in dem grossen Bereich des Kontinents sowohl räumlich (etwa 530.000 qkm. von den rund 10 Mill. qkm), wie auch völkisch (kaum 13 Mill. von den 460 Mill. Europas) nur einen verschwindenden Bruchteil bilden, sind schon bezüglich ihrer Geburt verschiedenen Charakters. Das Eine haben sie gemeinsam, dass alle aus dem katastrophalen Zusammenbruch zweier europäischer Grossmächte entstanden sind, aus der Auflösung des österreichisch-ungarischen Staatsgefüges bez. aus den abgegliederten Randgebieten des alten Zarenreiches. Abgesehen von diesem gemeinsamen Zug, sind die drei Staaten in ihrer heutigen Form recht verschiedene geopolitische Gebilde. — Das heutige Ungarn ist kein neuer Staat, es hat schon eine tausendjährige Vergangenheit, nur das feste, etwa 400 Jahr alte Band mit Österreich wurde gelöst; seine Selbständigkeit hatte es aber sehr teuer zu bezahlen. Über $\frac{2}{3}$ seines Landes und etwa $\frac{2}{3}$ seiner Bevölkerung sind für Ungarn verloren gegangen. Es ist zwar heute ein Nationalstaat mit fast 90% Magyaren (88·4%), bei seiner Verstümmelung verlor es aber auch $\frac{1}{3}$ des Magyarentums; diese 3·3 Mill. sog. Auslandmagyaren lassen eine starke, tatkräftige Irredenta aufkommen. Ungarn, und nicht „Magyaren“, eine gekünstelte Bezeichnung, die in manchen Büchern Anwendung findet, ist heute nur der Rumpf des alten Karpatenlandes, das seiner natürlichen Landschaften beraubte Land, das wahrlich am besten als „Rumpfungarn“ bezeichnet wird. — Einen wesentlich anderen Erfolg hatte die Geburt der zwei anderen Staaten. Sie wurden neu gegründet; nach langer Knechtschaft geniessen sie jetzt die ersten glücklichen Kinderjahre ihrer Selbständigkeit, sie sind fröhliche Kinder, nicht so wie ihre südlichen Brüder im Donaubecken. Sie haben keine Tränen in den Augen, sie haben nichts zu betrauern, nur vorwärts müssen sie schauen und ihre Zukunft vernünftig ausbauen. In dieser glücklichen Lage haben die Finnen und Esten trotzdem nicht ähnliche Bedingungen ihres Staatslebens, ihres staatlichen Daseins. Finnland hat germanische Kultur genossen, die fast 700-jährige schwedische Herrschaft liess unverkennbare kulturelle Spuren in dem Finnentum zurück; ebenso haben in dem sonnigen Do-

1) Um es mit dem früheren russischen Gouvernement „Estland“ nicht zu verwechseln, brauche ich stets den estnischen Namen, Eesti (ausgesprochen Ehsti), für den heutigen Staat.

naubecken die Magyaren ihre Kultur grösstenteils aus deutschen Quellen erhalten. Die 100-jährige russische Herrschaft hatte in Finnlands Russifizierung keine wesentlichen Erfolge gehabt, es war auch die Zeit viel zu kurz, um die tiefen schwedischen Wurzeln aus dem finnischen Boden von heute auf morgen zu entfernen. Bei der kriegerischen Vergangenheit des Landes, wobei Finnland Jahrhunderte lang der Zankapfel zwischen Schweden und Russland war, bei dem vielen Blutvergiessen in den langen Kämpfen zwischen diesen zwei Gegnern hatte Finnland stets nur zu opfern. Mit dem Aufhören des bisher andauernden Kriegsgeschreis entwickelte sich für Finnland zur Russenzeit eine Periode des selbstbewussten Schaffens, die Herausbildung eines gesunden Nationalbewusstseins, so dass das Herannahen des fröhlichen Tages der Selbständigkeit das Land nicht unerwartet getroffen hat. — Diese Vorbereitung auf ein selbständiges Staatsleben, das Vorhandensein einer staatswissenschaftlich gebildeten Generation fehlt aber in dem dritten finnisch-ugrischen Staat, in Eesti. Das arme Land hatte bis jetzt nur ein Bauerngeschick. Dreihundertjährige deutsche Ordensherrschaft¹, fast zweihundertjährige schwedische, vorübergehend teils auch dänische und teils auch polnische Herrschaft, und eine wiederum zweihundertjährige russische Herrschaft liessen hier die Ausbildung des Volkstums nicht so einheitlich aufkommen, wie in Finnland. Im Gegensatz zu Finnland sind hier viel mehr deutsche Kultureinflüsse erhalten, die schwedische und die ganz kurze dänische und polnische Herrschaft vermochte sie nicht zu beseitigen. Tatkräftiger griff aber das Russentum ein, es fehlte hier eine starke einheitliche Kulturgrundsicht, wie in Finnland. Die Esten nahmen auch keinen solchen Platz in dem Zarenreich ein wie die Finnen; sie bildeten im sozialen Leben stets die unterste Schicht; ein Bauernvolk, welches von seiner zukünftigen Selbständigkeit vielleicht nur träumte, aber nicht an sie glaubte. Um so überraschender kam also der Zusammenbruch des Russischen Riesenreiches, welcher auch dem dritten finnisch-ugrischen Volk eigenes Staatsleben verschaffte. Dieses plötzliche Emporkommen Eestis als Staatswesen bereitet noch sehr grosse Schwierigkeiten, der junge Staat ist nicht frei

1) M. Haltenberger, Gehört das Baltikum zu Ost-, Nord- oder zu Mitteleuropa? — Publicationes Instituti Universitatis Dorpatensis Geographici. № 1. Dorpat 1925. S. 18.

von Kinderkrankheiten, aber es ist zu hoffen, dass nach den Anfangsschwierigkeiten mit dem Heranwachsen einer richtig geschulten Generation der estnische Fleiss dem jungen Staatsleben eine normale Existenz sichern kann. Vor allem muss das Volk darüber klar sein, dass es sich den kleinräumigen, bescheidenen Verhältnissen seines Landes anpasst. Nur eine gesunde Selektion der führenden Oberschicht kann es mit der Zeit erzielen, dass die guten Grundeigenschaften des estnischen Volkes in richtiger Richtung weiter entwickelt werden. Das anormale Bestreben, sich an dieser leitenden Arbeit in möglichst grosser Zahl zu beteiligen, ist ein krankhaftes Symptom der Selbstüberschätzung, die mit der Zeit unbedingt zu überwinden ist. Der grosse Andrang zur Universität muss nachlassen, das geographische Milieu dieses kleinen, feuchten Landes weist von selber den Weg, den eine gesunde Staatspolitik einzuschlagen hat. Eesti ist ein Agrarland und zwar ein zweites Holland, wo der intensiven Viehzucht eine grosse Zukunft zukommt. Die Hochschulbildung kann also nur wenigen, den richtig und gewissenhaft Ausgewählten vorbehalten werden, und statt des heutigen, im Grunde verfehlten Andranges zur wissenschaftlichen Laufbahn muss der Staat mit allen Mitteln das Agrarleben, den rationellen Ackerbau und Viehzucht zu fördern, und die Jugend auf diesen Erwerbszweig vorzubereiten suchen.

* * *

Die Zukunft Eestis in diesem Sinne im Auge behaltend, will ich es versuchen, eine orientierende Einführung in die Landeskunde von Eesti zu geben. Den Staat als Organismus betrachtet, haben wir stets sein Leben zu erforschen. Als Organismus ist ein jeder Staat zugleich ein Individuum, welches spezifische Eigenschaften hat. Die moderne Landeskunde hat damit zu rechnen, um die Staatsindividuen in ihren Lebensäusserungen möglichst richtig deuten zu können. Um das Leben des Staates richtig erfassen zu können, haben wir in erster Linie den Staatsraum und das Staatsvolk zu erfassen. Die Wechselbeziehungen zwischen Staatsraum und Staatsvolk kommen in dem Wirtschaftsleben und in dem Siedlungswesen zum Ausdruck. Darnach ergibt sich also eine Verteilung des Stoffes, und zwar die Betrachtung der physischen, völkischen, wirtschaftlichen und der Siedlungsstruktur des Landes. Untersuchen wir den Staat noch in bezug auf seine geopolitische

Lage, den Wert seiner Grenzen und seine territoriale Entwicklung, so erhalten wir als fünfte Struktur die geopolitische. Von diesen Gesichtspunkten aus den Staat Eesti betrachtet, haben wir stets analytisch zu verfahren. — Als Organismus können wir ihn nicht gesondert für sich, sondern müssen Eesti als Staatsindividuum im Verhältnis zu seinen Nachbarn betrachten. Im Rahmen des Ostseegebietes, an der Grenze zwischen Nord-, Ost- und Mitteleuropa gelegen, wird dann seine Zugehörigkeit bestimmt und bewiesen, dass Eesti am ehesten zu Nord-europa¹ gerechnet werden kann. Die Beweise sprechen einigermassen auch für Mitteleuropa; sein osteuropäischer Charakter gehört aber jetzt schon mehr der Vergangenheit an, der russische Anstrich zeigt sich z. B. in einigen Zügen der Baukunst der Städte u. s. w.

* * *

Betreffs der Schreibweise der estnischen Namen und der methodischen Bearbeitung des Stoffes sei mir folgende Bemerkung gestattet. Ich habe stets sowohl die estnischen wie auch die ausländischen Leser vor Augen gehabt, folglich beide Namen gebraucht. Als dem Vertreter der Geographie an der Universität Tartu (Dorpat) war es auch meine Pflicht an erster Stelle die Namen in der Landessprache anzuführen und die deutschen in Klammern zu bringen, wie es auch auf den internationalen Karten üblich ist. Ich versuchte konsequent zu bleiben und stets beide Namen zu brauchen, nur in zwei Fällen habe ich davon abgesehen. Handelte es sich um ganz winzige Ortschaften, so habe ich nur den estnischen Namen angeführt; — und kam derselbe geographische Name öfters in einem Kapitel oder sogar auf derselben Seite vor, so habe ich einigemal beide Namen angegeben, später aber nur die estnischen. — Bei der methodischen Bearbeitung des Stoffes habe ich wegen der geringen Bekanntheit des Landes einen grösseren Leserkreis vor Augen gehabt, und deswegen wurden manche Fragen etwas propädeutisch gehalten. Das Studium der vorhandenen Literatur und des oft morphologisch sehr mangelhaften Kartenmaterials, wie auch das Aufwerfen etlicher geomorphologischen Probleme habe ich mir in meinem Buch, welches der erste Versuch einer Landeskunde von Eesti ist, zur Aufgabe gemacht.

1) M. Haltenberger, Gehört das Baltikum etc.

I. Physische Struktur.

Eesti ist ein Ostseeland. Es ist ein kleiner Teil jenes Länderkranzes, der die Ostsee umgibt. (Eesti hat 47.500 qkm und 1.1 Mill. Einwohner.) Schweden, Dänemark, Norddeutschland, das Baltikum, die Petersburger Senke und Finnland bilden diesen Kranz der Ostseeländer¹. Die physische Struktur

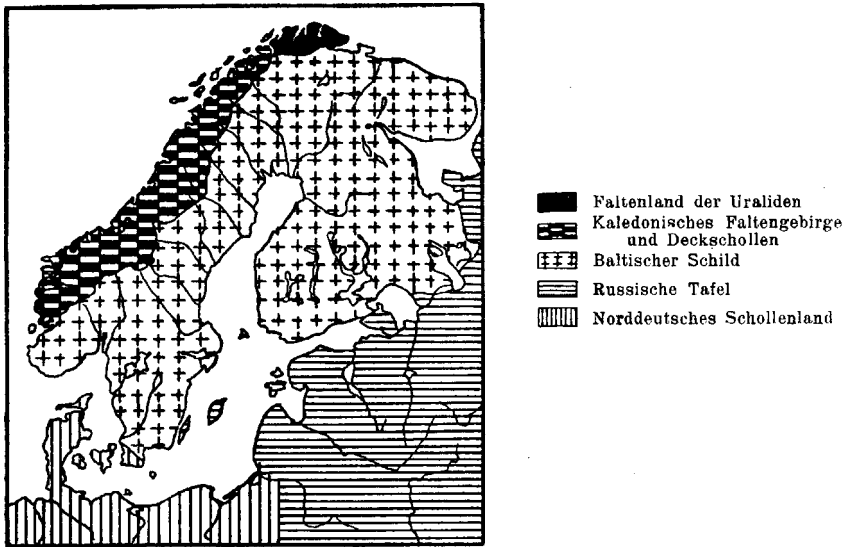


Abb. 1. Geotektonische Übersichtskarte des Ostseegebietes (verallgemeinert nach dem „Methodischen Atlas zur Länderkunde von Europa“ von M. Friederichsen).

dieses Ostseegebietes lässt bezüglich der Oberflächengestaltung, des hydrographischen Bildes, des Klimas und des Pflanzenkleides viel gemeinsame Züge erkennen.

1) G. Braun, Das Ostseegebiet. (Aus Natur und Geisteswelt.) Leipzig 1912. Abb. 21 auf S. 100.

Das Ostseegebiet ist geotektonisch¹ (siehe Abb. 1) ein dreigliedriges Gebiet. Der Baltische Schild, die Russische Tafel und das Norddeutsche Schollenland bauen es auf. Eesti befindet sich im Bereich der Russischen Tafel. — Geologisch (siehe Abb. 2) wiederum auffallend ist die Dreigliedrigkeit des Ostseegebietes. Der archaische Baltische Schild, der altpaläozoische Rand der Russischen Tafel und das quartäre Norddeutsche Tiefland umrahmen die Ostsee. Eesti nimmt einen Teil des altpaläozoischen

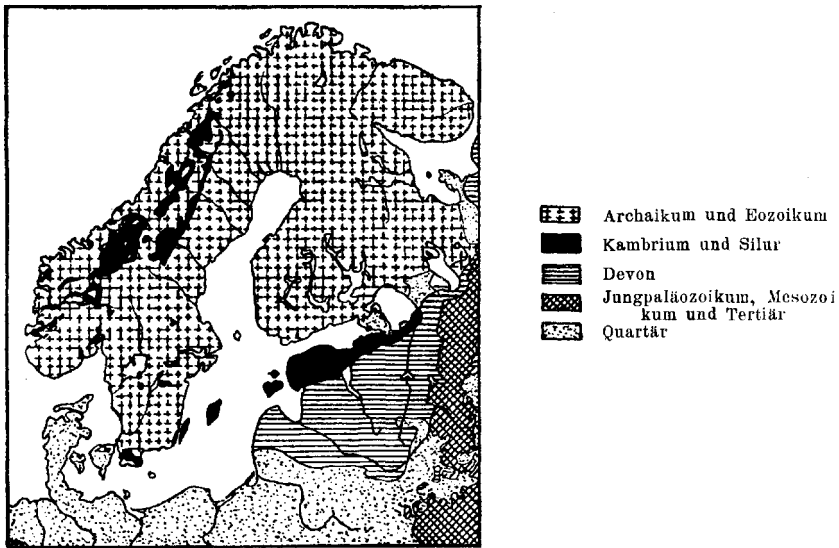


Abb. 2. Geologische Übersichtskarte des Ostseegebietes (verallgemeinert nach dem Method. Atlas v. M. Friederichsen).

Randgebietes der Russischen Tafel ein. Durch seinen Silurunterbau tritt es mit den schwedischen Inseln Gotland und Öland in enge genetische Verbindung, diese gehören dem „Glint“ genannten geologischen Grenzgebiet an, welches den archaischen Baltischen Schild (Fennoskandia) von der Russischen Tafel scheidet. Der südliche Teil von Eesti ist schon ein Devongebiet, welches sich weiter nach Lettland fortsetzt und fast seinen ganzen Unterbau bildet. — Der geologische Unterbau des ganzen

1) Die 5 Ostseegebietskarten sind vereinfacht nach „M. Friederichsen's Methodischer Atlas zur Länderkunde von Europa. 1. Lieferung. Osteuropa und die Ostseeländer. Hannover und Leipzig 1914.“ gezeichnet worden.

Ostseegebietes wurde durch Glazialerosion abgetragen oder durch glaziale Ablagerungen überdeckt. Der Norden des Ostseegebietes ist das Abtragungs- und der Süden das Aufschüttungsgebiet. In Eesti wächst die Mächtigkeit der glazialen Ablagerungen, je mehr man sich dem Süden nähert. Das geomorphologische Bild des Ostseegebietes ist, wie es aus dem vorhergehenden Satz ersichtlich ist, ein glaziales Landschaftsbild. In Eesti bestimmen verschiedene glaziale Aufschüttungsformen wie

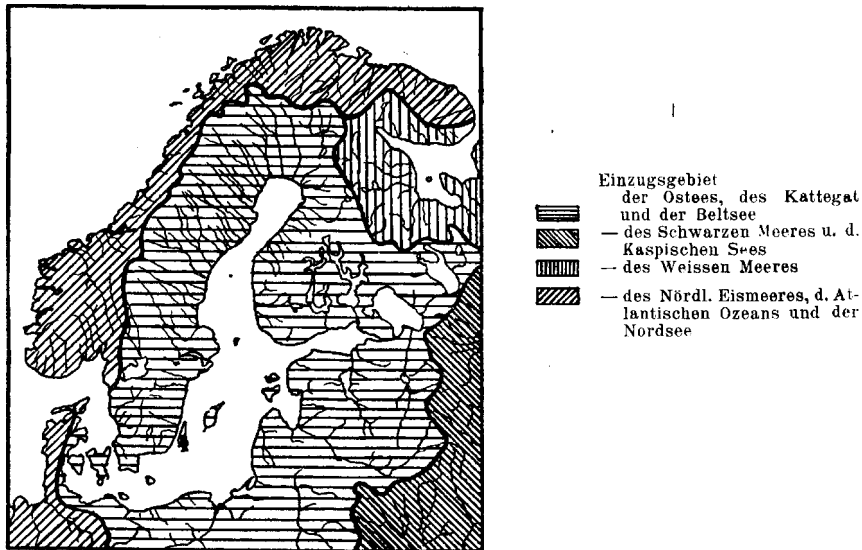


Abb. 3. Hydrographische Übersichtskarte des Ostseegebietes (verallgemeinert nach dem Method. Atlas v. M. Friederichsen).

Moränen, Drumlins, Äsar, ferner die grosse Anzahl der glazialen Hohlformen, der recht bedeutenden Urstromtäler, die Landschaft.

Hydrographisch (siehe Abb. 3) ist das Ostseegebiet ein geschlossenes Gebiet. Die Ostsee mit ihren drei grossen Buchten ist das Sammelbecken fast sämtlicher Gewässer. Nur die Länderstriche Schwedens und Dänemarks um die Ausgangspforte herum, das Gebiet der Meerengen, ist den Zwischengewässern (Kattegat und Skager-Rak) und der Nordsee tributär. Eesti gehört in den Bereich des östlichen Ostseebeckens und nimmt die eigenartige Lage zwischen den zwei kleinen östlichen Meerbusen: zwischen dem Finnischen und dem Rigaschen Meer-

busen¹ ein. Die Flüsse Narva (Narowa) und Pärnu (Pernau) deuten diese zwei Hauptabdachungsrichtungen an.

Klimatologisch (siehe Abb. 4) ist das Ostseegebiet „ein Grenzgebiet zwischen dem Landklima in Russland und dem Seeklima der Nordseeländer“². Die Ostsee spielt hier eine grosse Rolle, da ihre grosse Wassermenge siegreich den Wettkampf mit der Kontinentalität der grossen russischen Landmasse aufnehmen

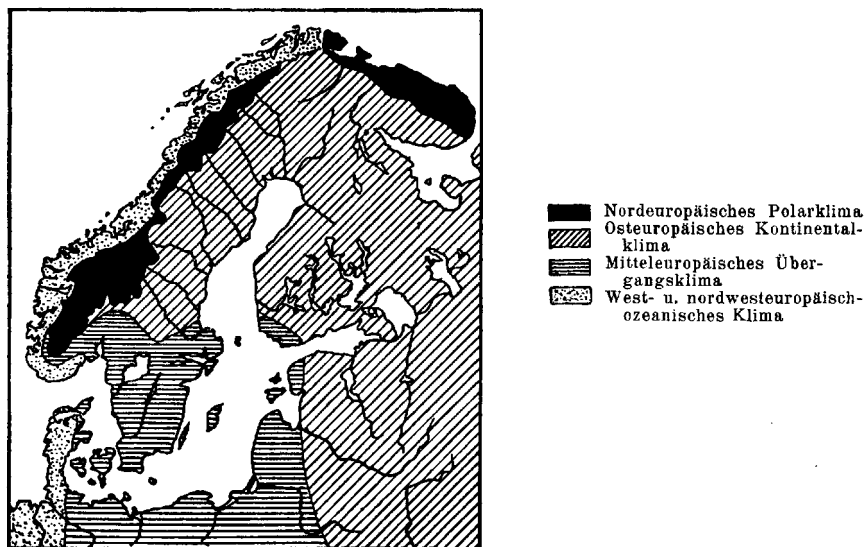


Abb. 4. Klimatologische Übersichtskarte des Ostseegebietes (verallgemeinert nach dem Method. Atlas v. M. Friederichsen).

kann. Daraus ergibt sich also eine Mittelstellung des Klimas der Ostseeländer. Freilich spiegelt sich auch die beträchtliche Breitenausdehnung des Ostseegebietes in dem klimatischen Bilde wider. Der Süden etwa bis zu dem 60° Parallelkreis hat mitteleuropäischen Übergangsklimacharakter, der Norden dagegen schon osteuropäischen kontinentalen. Neben dieser Zweiteilung erscheint untergeordnet das dritte Klimagebiet, das ozeanische im Westen von Dänemark. Eesti gehört seiner südlicheren Lage entsprechend,

1) In Eesti wird er in neuester Zeit wieder nach der alten Bezeichnung Liivilaht (Livischer Meerbusen) und nicht „Livländischer“ Meerbusen genannt.

2) G. Braun, a. a. O. S. 67.

— es liegt südlich vom 60^o Parallelkreis, — zu dem Gebiet des mitteleuropäischen Übergangsklimas. Von dem kontinentalen Klimagebiet Russlands wird es nach Penck¹ durch den warägischen Grenzsaum geschieden,² welcher hier längs der Narwa (Narowa), dem Peipussee und seinem südlichen Zufluss, der Weli-kaja, verläuft. Dieser warägische Grenzsaum ist die höchst wichtige Zone Europas, welche die westliche Hälfte Europas von dem

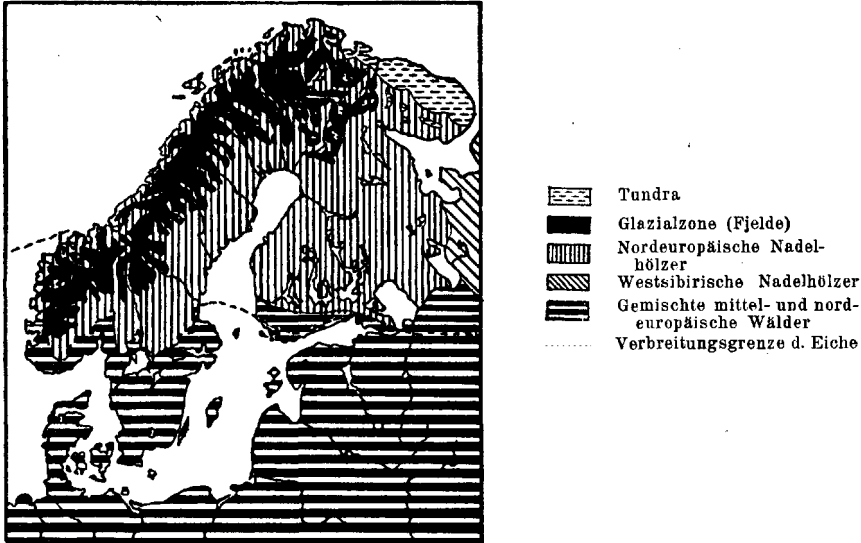


Abb. 5. Floristische Übersichtskarte des Ostseegebietes (verallgemeinert nach dem Method. Atlas v. M. Friederichsen).

kontinentalen Hintereuropa scheidet, und welche sich vom Finnischen Meerbusen bis zum Asowschen Meere hinzieht. Die Breite dieses warägischen Grenzsaumes beträgt etwa 200 km und seine Ostgrenze fällt ungefähr mit dem Ilmensee zusammen³. (Der warägische Grenzsaum erhielt seinen Namen von den normannischen Warägern, die im 9. Jahrhundert diese grosse kontinentale Strasse zwischen der Ostsee und dem Schwarzen Meere

1) A. Penck, Die natürlichen Grenzen Russlands. (Samml. Meereskunde.) Berlin 1917. S. 14—15.

2) Auf der kleinen Karte von Friederichsen ist diese östlichere Grenze nicht angegeben.

3) A. Penck, a. a. O. S. 17—18.

benutzten, als sie ihre Raubzüge von Nordeuropa nach Südeuropa den Flüssen entlang machten.) Die geographische Bedeutung dieses warägischen Grenzsaums werden wir in unserer Darstellung noch sehr oft betonen müssen.

In dem Vegetationsbilde (siehe Abb. 5) ist wiederum eine Zweiteilung¹ des Ostseegebietes wahrzunehmen. Etwa durch die Eichenlinie geschieden steht der Süden mit gemischten mittel- und nordeuropäischen Wäldern dem Norden mit nordeuropäischen Nadelhölzern gegenüber. Neben diesen Grossgebieten können wir die Fjeldzonen und die Tundra unberücksichtigt lassen, da sie in dem Vegetationsbilde nur eine untergeordnete Rolle spielen. Eesti befindet sich, ähnlich wie wir es beim Klima gesehen haben, in der südlichen Hälfte des Ostseegebietes, also in der Region der gemischten mittel- und nordeuropäischen Wälder.

1. Oberflächengestaltung.

Als ein Teil des Osteuropäischen oder Russischen Tieflandes hat Eesti nur bescheidene Höhen aufzuweisen. Die mittlere absolute Höhe des Landes beträgt 50 m¹. $\frac{1}{3}$ des Areals ist unter 50 m, $\frac{2}{3}$ dagegen zwischen 50—100 m hoch. Verschwindend klein ist die Prozentzahl der Gebiete über 100 m, ungefähr 10%. Die grösste Erhebung ist 317 m (genauer 317.5 m) im Südosten des Landes. Indem Granö die speziellen estnischen Höhenverhältnisse berücksichtigt, führt er² ein System der Erhebungen ein, wonach er folgende vier Kategorien unterscheidet:

- | | | |
|---------------------|----------|---------|
| 1. Hügel (küngas) | unter | 10 m |
| 2. Berghügel (kink) | zwischen | 10—25 „ |
| 3. Hügelberg (vaar) | „ | 25—50 „ |
| 4. Berg (mägi) | über | 50 „ |

Betreffs der horizontalen Gliederung ist beinahe $\frac{1}{10}$ des Areals Inselgebiet. Es zeichnet sich vor allem der Westen des Landes durch Inselreichtum aus, wo die zwei bekannten, grossen Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) neben mehre-

1) J. G. Granö, Orienteeriv ülevaade [Orientierende Übersicht] in „Eesti Loodus“ [Natur von Eesti]. Veröffentlicht vom Kultusministerium. [Tartu (Dorpat)] 1925. S. 6.

2) J. G. Granö, Maastikuteaduse ülesanded ja maastiku vormide süsteem. [Die Aufgaben der Landschaftskunde und das System der Landschaftsformen.] „Loodus“ [Die Natur], Tartu [Dorpat] 1924. Nr. 4. S. 178.

ren kleineren liegen. Das zweite Verbreitungsgebiet der Inseln ist der Norden des Landes, wo der Nordrand von Eesti in Inseln und Halbinseln zerstückelt erscheint. Im ganzen bedecken die estnischen Inseln nach den planimetrischen Messungen von J. Rumma¹ 4200 qkm und ihre Zahl² beträgt, wenn man auch die über dem Meeresspiegel liegenden Sandbänke mitrechnet, einige Tausend. Grössere Inseln gibt es 50, und kleinere 175.

Morphographisch lässt sich das Land in eine nördliche und eine südliche Hälfte zerlegen. (Siehe Abb. 6.) Die nördliche Hälfte oder *Nord-Eesti* enthält als Kern die Pandivere- (Pantiferschen) Höhen mit dem 166 m hohen Emumägi³ als Kulmina-

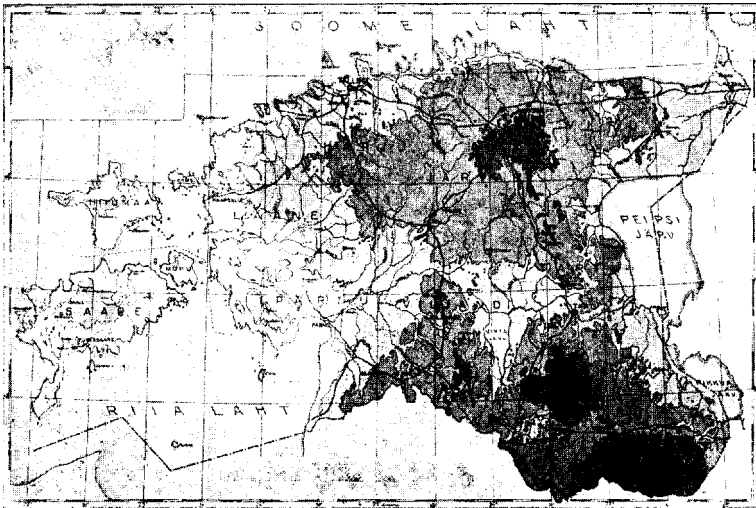


Abb. 6. Physisch-geographische Karte von Eesti (nach dem „Eesti statistiline album“).

tionspunkt und dacht sich im W nur allmählich ab, im N dagegen sehr stark, weshalb hier im Oberflächenbilde stellenweise Steilküsten vorkommen (vor allem im Nordosten, weniger im Nordwesten). Nord-Eesti endet im Westen in einer

1) J. Rumma, Eestimaa järvede ja saarte pindala. [Das Areal der estnischen Seen und Inseln.] „Loodus“ [Die Natur], Tartu [Dorpat] 1924. Statistische Tabellen.

2) J. Mey, Eesti rannik ja meri [Küsten und Meere von Eesti] in „Eesti Loodus“ [Natur von Eesti] etc. S. 24.

3) Deutsch Emmu- oder Emomägi.

recht breiten Küstenniederung, welche weniger als 20 m hoch ist. Im Süden wird Nord-Eesti durch eine etwa 20—50 m hohe Zone von der südlichen Hälfte des Landes, also von Süd-Eesti geschieden. *Süd-Eesti* unterscheidet sich morphographisch von Nord-Eesti dadurch, dass es drei Kernzonen hat, und dadurch, dass es auch höher ist. Die drei Kerne sind das Viljandi- (Felliner), Otepää- (Odenpäh-) und Haanja- (Hahnhof-) Höhengebiet (kõrgustik). Das „Viljandi- (Felliner) Höhengebiet“ besteht aus einzelnen zerstreuten Höhenzentren, mit der höchsten Erhebung, dem Kärstna mägi (Berg von Kerstenschhof), mit 135 m. Das „Otepää- (Odenpäh-) Höhengebiet“ enthält zwei Höhenzentren, westlich und östlich vom Pühajärv (Heiligensee). Der Kulminationspunkt ist der Väike-Munamägi (Kleiner Munamägi) mit 244 m. Das „Haanja- (Hahnhof-) Höhengebiet“ im Südosten des Landes bildet die massigste Stelle von ganz Eesti. Es kulminiert in Eesti in dem 317 m (genauer 317·5 m) hohen Suur-Munamägi¹. Die Fortsetzung dieses Höhengebietes ist schon auf lettischem Boden. — Die morphographische Zweiteilung Eestis kann nicht alt sein. Wie es aus der geologischen Geschichte des Landes ersichtlich sein wird, müssen diese zwei Teile miteinander unbedingt in Verbindung gestanden haben. Die Isohypsenkarte lässt deutlich erkennen, dass die Höhenzone von 50—100 m eine zusammenhängende war und erst nachträglich an der Stelle der mittleren Senke des Landes abgetragen wurde. Diese 20—50 m hohe Senke besteht aus drei breiteren Senkungsflächen: aus der Pärnuschen (Pernauschen), aus der Virtsjärv- (Wirtzjärv-) und der Peipus-Senkungsfläche, welche wiederum durch zwei Engen miteinander verbunden waren. Die Navaste- (Nawast-) Enge im Westen und die Tartu- (Dorpat-) Enge im Osten stellen diese Verbindungsstellen dar. Die Scheidezone der beiden morphographischen Hälften Eestis zieht sich also vom Pärnu laht (Pernauer Busen) bis zum Peipus hin. (Die geologische Erklärung geben wir in dem geologischen Teil.)

Die geologischen Verhältnisse Eestis sind recht einfach. Es sind hier eigentlich nur das Eozoikum, Kambrium, Ordovicium (Unter-Silur), Silur (Ober-Silur), Mittel-Devon aus der älteren

1) Die Höhe des Suur-Munamägi (Grosser Munamägi) ist bei K. R. Kupffer (Baltische Landeskunde. Riga 1911. S. 18.) mit 324 m angegeben.

Reihenfolge, und nach einer grossen Lücke das Diluvium und Alluvium als jüngste Ablagerungen vertreten¹, wie dieses folgende Zusammenstellung zeigt:

Känozoikum	{ Alluvium Diluvium
Paläozoikum	{ Mittel-Devon Silur (Ober-Silur) Ordovicium (Unter-Silur) Kambrium
Eozoikum	

Bezüglich des eozoischen und altpaläozoischen Untergrundes treten die einzelnen Schichten den Breitenkreisen ungefähr parallel angeordnet in der Weise hervor, dass nach Süden immer jüngere Formationen folgen². Etwa 10, in ihrem Verlaufe verschieden breite Schichtenserien folgen aufeinander und bauen die nördliche Hälfte des Landes, also Nord-Eesti, auf, während Süd-Eesti der Bereich des Devongebietes ist. (Siehe Geoloogiline Kaart = Carte Géologique in Statistiline Album = Album statistique, S. 8.) — *Petrographisch* unterscheiden sich Nord- und Süd-Eesti voneinander, da Nord-Eesti aus ordovicischen und silurischen Kalksteinen und Dolomiten, Süd-Eesti dagegen hauptsächlich aus mitteldevonischen Sandsteinen³ aufgebaut ist. Ausser diesen zwei grossen petrographischen Gebieten ist noch der Nordrand des Landes besonders zu beachten, wo in der „Glint“ genannten Steilküste bei Ontika die U.-Silurschichten von eozoischen und kambrischen Tonen und Sandsteinen unterlagert werden⁴. — Die *Lagerungsverhältnisse* der eozoischen und paläozoischen Schichten Eestis sind recht einfach.

1) Eestimaa geoloogiline ülevaate tabel. Prof. N. Erassi väljaandel kokkuseadnud ja joonistanud üliõp. N. Erassi. — Geologische Übersichtstabelle von Estland. Nach Redaktion des Prof. N. Erassi zusammengesetzt und gezeichnet Stud. N. Erassi. 1923. Tartu (Dorpat).

Hendrik Bekker, Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. (Eozoiline ja paleozoiline ladekond.) — [Kurze Übersicht der Geologie Estlands. (Eozoisches und paläozoisches Zeitalter.)] in „Eesti Loodus“ [Natur von Eesti] etc.

2) K. R. Kupffer, Grundzüge der Pflanzengeographie des ostbaltischen Gebietes. — Abhandl. d. Herder-Instituts zu Riga. Riga 1915. S. 6.

3) Siehe Abb. 26 auf S. 52.

4) C. Gäbert, Ueber die Oelschiefer in Esthland. — „Braunkohle“, Halle 1921. № 48, 49. S. 601. Abb. 127.

Sie sind flach gelagert und neigen schwach gegen Süden und auch gegen Westen. Sie „liegen wie die Blätter eines Buches übereinander; nur dass jedes folgende Blatt um die Breite der Zone zurückweicht.“ (Siehe Profil 6 nach Fr. Schmidt in Kupffers „Baltischer Landeskunde“ S. 153.) — Bezüglich der *Tektonik* des geologischen Untergrundes steht es noch nicht fest, ob hier epirogenetische oder orogenetische Vorgänge eine grössere Rolle gespielt haben. Das bekannte Profil von Fr. Schmidt lässt die altpaläozoischen Ablagerungen des Ostseebeckens zwischen Schweden und Finnland als Teile einer beträchtlichen Synklinale (Mulde) erkennen, wo Saaremaa (Ösel) mit der schwedischen Insel Gotland aus Ober-Silur, und der Norden von Eesti wie die schwedische Insel Öland aus Unter-Silur (also Ordovicium) besteht. Finnland und Schweden erscheinen im Profil als die Granitunterlage der Synklinale. Der Übergang der Mulde in einen Sattel scheint auf dem estnischen Festlandsboden stattzufinden. A. v. Wahl¹ betrachtet das ebene, hochgelegene Pandivere-(Pantifer-) Plateau als einen breiten, sehr flachen Sattel, dessen Sattellinie zwischen dem Finnischen Meerbusen und Virtsjärv (Wirtzjärv) bogenförmig streicht. Dieser Sattel ist im Norden bis zum Finnischen Meerbusen schon stark abgetragen, wodurch er hier flach erscheint. Flach ist er auch im Süden seines Verlaufes und südlich des Virtsjärv (Wirtzjärv), wie im Norden, wo er im Finnischen Meerbusen vollständig aufzuhören scheint. Wahl nimmt an, dass dieser Sattel durch epirogenetischen, also durch festlandsbildenden Vorgang entstanden sei. Er ist nicht eine durch seitlichen Druck gebildete Falte, d. h. nicht die Äusserung einer orogenetischen (gebirgsbildenden) Bewegung, sondern ein langgestreckter Schild, welcher durch die Absenkung der Umgebung entstanden ist. Diese tektonischen Fragen des estnischen Untergrundes sind übrigens noch nicht völlig geklärt, hoffentlich werden sie aber durch die Studien von Scupin schon bald gelöst werden. Stille² betrachtet sie als Mittelding zwischen epi- und orogenetischen Bewegungen mit orogenetischem Einschlag, und

1) A. v. Wahl, Mitteilungen über die Geologie von Borkholm und seiner Umgebung. — Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft bei der Universität Dorpat. Bd. XXIX, 1922. S. 24. (Siehe dort auch die ältere Literatur, wie die Arbeiten von Fr. Schmidt und diejenige von C. Grewingk.)

2) H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Geotektonik. Berlin 1924. S. 17.

nennt sie „synorogenetische“¹. Nach ihm handelt es sich hier in der Aufwölbung um eine Epirogenese, welche gleichzeitig mit der jungkaledonischen Orogenese, als „kurzfristiges“ Ereignis erfolgte. Die Nordgrenze Eestis gegen Finnland muss aber orogenetisch entstanden sein; sie ist ein Graben, der jetzt von dem Finnischen Meerbusen eingenommen wird. — Der eozoische und paläozoische Untergrund Eestis ist das Ergebnis der damaligen *paläogeographischen* Verhältnisse des Landes. Eesti war zur Ordoviciunzeit fast andauernd unter der Meerestransgression, am Ende des Silurs zog sich das Meer nach den mehrmaligen vorhergegangenen Trans- und Regressionen endgültig zurück, und Eesti wurde Festland, seinen westlichen Teil: die Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) mit dem benachbarten Festland um die Pärnusche (Pernausche) Bucht ausgenommen². Aus der Meeresperiode Eestis stammen die schon oben erwähnten Kalke und Dolomite Nord-Eestis, und aus der Festlandsperiode, welche nach der Auffassung von Scupin auch während der festländischen Devonzeit fort dauerte, die ebenfalls schon genannten Sandsteine Süd-Eestis. Scupin³ nimmt zu dieser Zeit Wüstenklima an, diametral entgegengesetzt behauptet dagegen Bekker⁴, dass die derzeitigen Ablagerungen im seichten Meere oder am Rande der Meere in Lagunen entstanden seien.

Dieser eozoische und altpaläozoische Untergrund zeigte vor dem Eindringen der Inlandeismasse nicht die gleichen Oberflächenverhältnisse in ganz Eesti. Im Silurgebiet war ein post-devonisches Peneplain vorhanden, im Devongebiet dagegen war keine ebene Fläche, da das Relief vermutlich im Tertiär durch Krustenbewegung und Erosion umgestaltet worden ist. Dieses Devongebiet weist nach Grewingk in den Höhengswellen grosse Antiklinale auf, von Hausen werden sie aber vielmehr

1) Im Gegensatz zu diesem sind die Zwischenfälle mit epirogenetischem Einschlag von Stille als „Synepirogenese“ bezeichnet worden.

2) H. Bekker, a. a. O. S. 49, 60, 61.

H. Stille, a. a. O. S. 297, 299, 302, 303, 324, 325, 344.

3) H. Scupin, Die Frage des Vorkommens von Steinsalz in Estland. — Sitzungsberichte der Naturforscher-Gesellschaft bei der Universität Dorpat. Bd. XXIX, 1922. S. 9 ff.

Siehe auch bei Stille (a. a. O. S. 300.) die Festlandsperiode.

4) Hendrik Bekker, Ajaloolise geoloogia õpperaamat. [Lehrbuch der historischen Geologie.] Tartu [Dorpat] 1923.

als horstartige Gebilde aufgefasst, obwohl hier in dem Kalkstein auch Faltungen vorkommen¹.

Dieser petro- und stratigraphisch verschiedenartige Untergrund wurde dann vom Inlandeis betroffen. Das diluviale Inlandeis hat das präglaziale Relief abgehobelt und verhüllte es

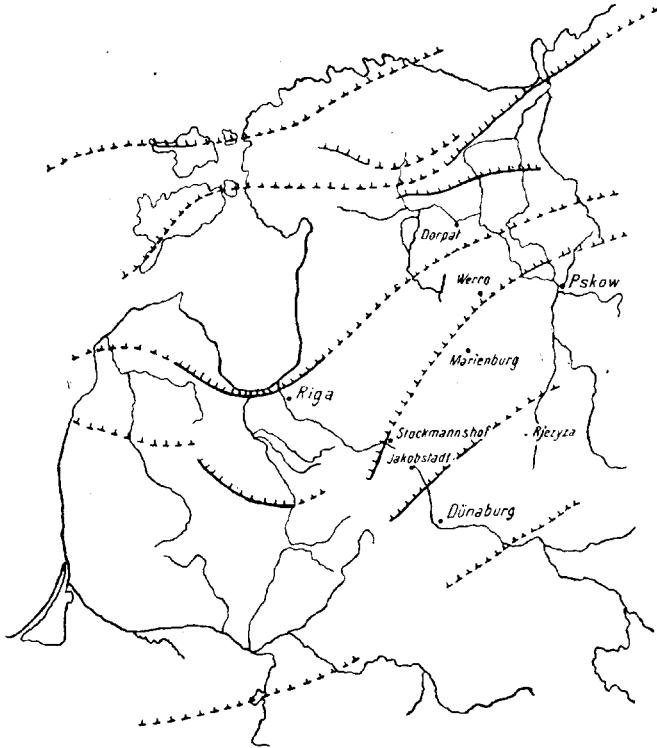


Abb. 7. Rückzugsstadien der Vereisung im östlichen Baltikum nach der Auffassung von H. Hausen (aus H. Philipp, a. a. O.). Zu S. 25.

unter einem dünnen Schleier von glazialen Ablagerungen. Diese Ablagerungen bilden nun die heutige Oberfläche des Landes, welche, je weiter man nach Süden und Osten fortschreitet, um so mächtiger werden. Während im Westen, auf den Inseln, stellenweise noch sogar der anstehende Fels nackt zu Tage tritt, steigt die Mächtigkeit der glazialen Schuttmassen im Süden und

1) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. — „Fennia“. 34. Helsingfors 1913. S. 12—13.

Osten sogar bis über 100 m¹. Unter diesem diluvialen Schleier ist aber das feine Relief des alten Untergrundes wahrzunehmen, indem die widerstandsfähigeren Kalkbänke Schwellen und Stufen, dagegen die weicheren Mergel, — welche sich gewiss zur Zeit der Transgressionsperiode neben den Kalksteinen und Dolomiten bildeten, — Mulden und Senken bewirkt haben². Zu der Feststel-

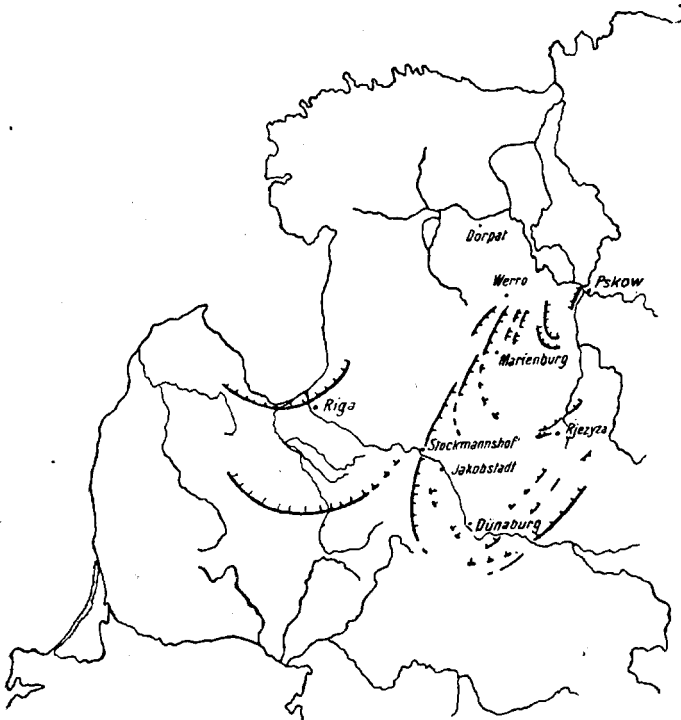


Abb. 8. Nachgewiesener und vermuteter Verlauf der Endmoränenzüge im südlichen Teil des Peipusungenbeckens nach H. Philipp (a. a. O.).
Zu S. 25.

lung, ob diese Schwellen, Stufen, Mulden und Senken zu dem präglazialen Relief gehörten, oder erst durch die selektive Gletschererosion der diluvialen Inlandeismasse gebildet worden sind, bedarf es eingehenderer geologischer Untersuchungen. — Inbezug auf die Wirkung der glazialen Erosion unterscheidet Hausen im Ostbaltikum ein „glaziales Erosionsgebiet“ und ein

1) K. R. Kupffer, Grundzüge der Pflanzengeographie etc. S. 5.

2) F. Beyschlag und L. von zur Mühlen, Die Bodenschätze Estlands. — Zeitschrift für praktische Geologie. 26. Jahrg. Halle 1918. S. 141.

„glaziales Akkumulationsgebiet“¹. In Eesti verläuft die Grenze zwischen beiden in SW—NO Richtung zwischen der Nordspitze Kurlands, dem Nordende des Virtsjärv und der Nordwestecke des Peipus. Nördlich von dieser Linie konnte sich nur wenig glazialer Schutt hauptsächlich als Richk² ablagern, da die Eismasse sich hier ziemlich rasch zurückgezogen hat; im Süden dagegen häuften sich die Schuttmassen wahrscheinlich wegen



Abb. 9. „Richk“ im Dorfe Nemba auf Hiiumaa [Dagö]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

häufiger Oszillationen des Eisrandes in grosser Mächtigkeit auf. Besonders auffallend ist, dass an der Grenze zwischen diesen zwei Gebieten grosse Akkumulationen vorhanden sind. Hausen³

1) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc. S. 37.

2) „Richk“ oder „Plink“ (siehe Abb. 9) ist ein kleinsteiniger, scharfkantiger Krosssteingruss, vielfach mit anstehendem Felskern. Er ist eine Lokalmoräne. Mächtigkeit nach Schmidt zwischen $\frac{1}{2}$ und 10 Fuss. (H. Hausen, a. a. O. S. 42—43.)

3) H. Hausen, a. a. O. S. 38.

meint dies dadurch erklären zu können, dass in dem Devongebiet das weichere Material (Sandstein) des Untergrundes aufgestaut, und nicht als Innenmoräne weitergeschleppt wurde. Auch die Art der Inlandeismasse mag bewirkt haben, dass in Süd-Eesti grosse glaziale Akkumulationen mit unruhiger Topographie vorkommen. Hausens Karte (siehe Abb. 7) lässt dies nicht so klar erkennen, wie diejenige von Philipp (siehe Abb. 8), wo im Süden des Ostbaltikums die Inlandeismasse in „zwei Loben“, in dem Rígaschen und dem Peipuslobus zur Entwicklung kam. Südost-Eesti befindet sich in dem Gebiet des Peipuslobus, daher dieses auch landschaftlich bedeutende Akkumulationsgebiet. Hausen nimmt eine „einheitliche“ Eisdecke an, die sich ruckweise zurückzog.

Durch die glazialen Aufschüttungen wurde ein ganz neues geologisches Milieu geschaffen. Verschiedene Aufschüttungsformen geben dem vom Eise schon befreiten Lande ein Gepräge, dessen nähere Untersuchung schon in den Bereich der Geomorphologie gehört. An dieser Stelle soll nur noch die jüngere geologische Geschichte des Landes während der Spät- und Postglazialzeit erörtert werden. Im Ostseegebiet, welches nach dem Verschwinden der Inlandeisdecke noch lange nicht die heutigen topographischen Verhältnisse zeigte, rückte ein Zeitalter der *Schollenschwankungen* heran. Diese epirogenetischen Bewegungen unseres Gebietes äusserten sich in Trans- und Regressionen des Meeres. In der „Spätglazialzeit“ erlitt das Ostseegebiet und damit auch Eesti die grösste Senkung. Es war die *Yoldiazeit*, während welcher die Ostsee ein salzhaltiges Eismeer war, welches sowohl mit der Nordsee wie auch mit dem Weissen Meere in Verbindung stand. (Vergl. die de Geer'schen Kärtchen in Kupffers „Baltisch. Landeskunde“ S. 222—3.) Eesti wurde zu dieser Zeit an seinem West- und Nordufer vom Yoldiameer bedeckt, dessen Ablagerungen man an der Nordwestküste etwa in 75 m Höhe gefunden hat¹. Paläogeographisch höchst wichtig ist, dass die Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) mit dem Westen des Festlandes unter dem Meer lagen, darauf bezieht sich auch die oben angegebene Höhenzahl der Yoldiaablagerungen, ferner dass der Peipus eine Bucht des Meeres darstellte. Auch ein Streifen des Nordens von Eesti war überflutet, wodurch

1) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde. Riga 1911. S. 226.

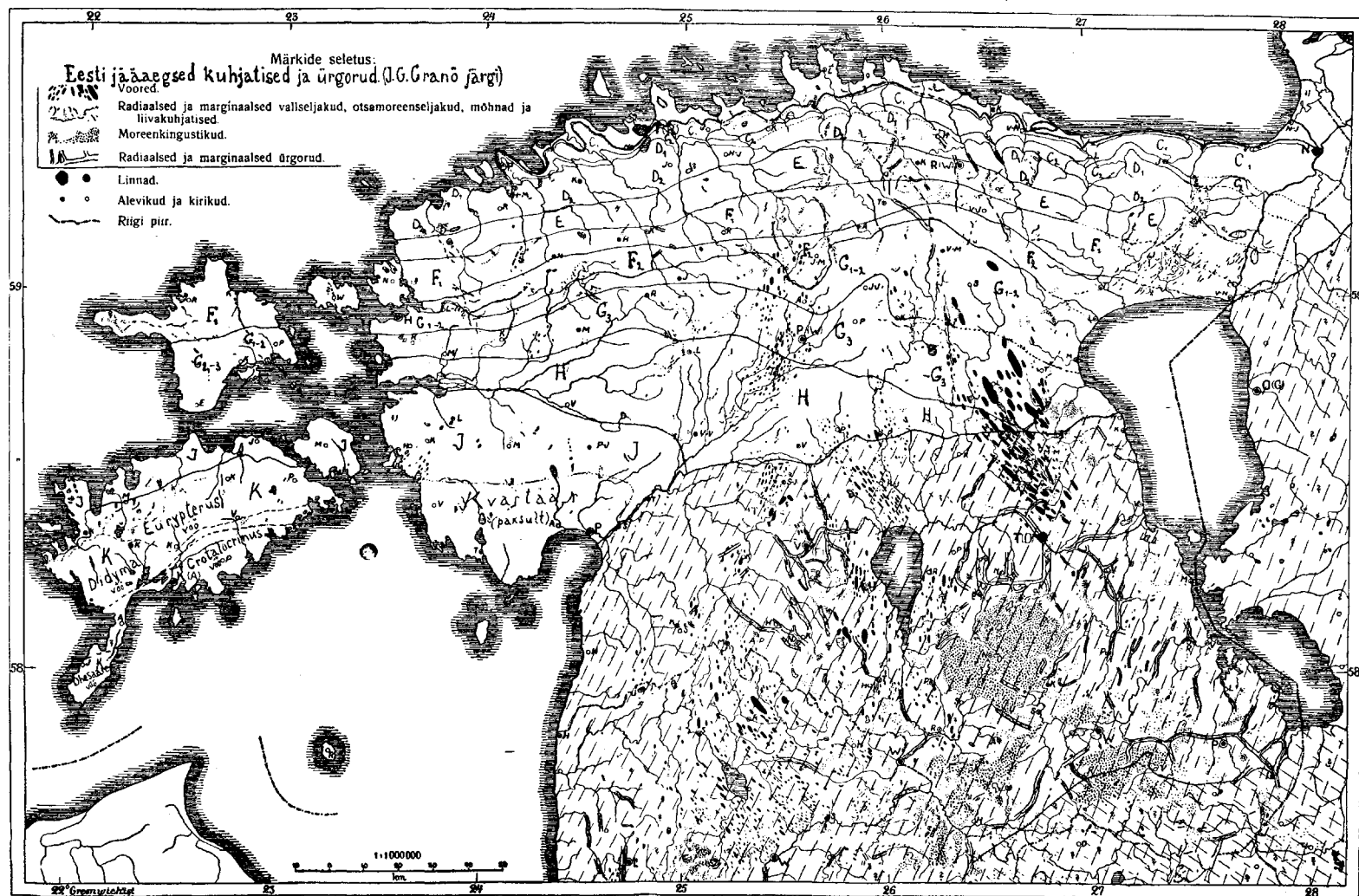


Abb. 10. Erklärung auf S. 27.

Abb. 10. Geologische Übersichtskarte von Eestî [nach J. G. Granö u. H. Bekker]. (Übernommen aus „Eestî Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

Zeichenerklärung. Die glazialen Ablagerungen und Urstromtöler Eestîs (nach J. G. Granö): Drumlins. — Radiale und marginale Äsar, Moränenwölle, Kames, Sandanhäufungen. — Kuppige Moränengebiete. — Radiale und marginale Urstromtöler. — Städte. — Flecken und Kirchen. — Reichsgrenze. — [Nach H. Bekker erscheint auf der Karte das silurische Nord-Eestî gesondert von dem devonischen Süd-Eestî (schräg schraffiert). Im Silurgebiet sind die einzelnen streifenförmig angeordneten Formationen durch west-östlich verlaufende Linien geschieden und mit Buchstaben versehen. Von unwesentlichen Fehlern ist die Bekkersche Darstellung nicht ganz frei.]

Eestî halbinselartig in das Meer vorsprang. — Am Beginn der „Postglazialzeit“, in dem Zeitalter des Ancyclussees, also zur *Ancycluszeit* hob sich wahrscheinlich das Land, wodurch aus dem freien Meer ein geschlossenes Süßwasserbecken, ein See wurde. In Eestî stand zu dieser Zeit ein schmaler Streifen der Küste unter dem Wasserspiegel, die Inseln waren auch nicht vollständig überflutet, und der Peipus erschien schon in Seeform. Ablagerungen aus der Ancycluszeit fand man auf Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) etwa in 30 m Höhe¹. Die Hebung des Ostseegebietes ist dem Verschwinden des Eises zuzuschreiben, wodurch eine Entlastung des Festlandes eintrat². Zur *Litorinazeit* trat wieder Senkung ein, wodurch die Ostsee durch Meerengen mit der Nordsee in Verbindung kam, aber schon nicht mehr mit dem Weissen Meere. Dieses erheblich salzigere Litorinameer überschwemmte ähnlich dem Ancyclussee nur das Küstengebiet Eestîs und Teile der Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel), wo Litorinaablagerungen etwa in 20 m Höhe gefunden worden sind³.

Die geologische Reihenfolge der Postglazialzeiten zusammen mit der Spätglazialzeit und dem Alluvium ist die folgende⁴:

1) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde. S. 230.

2) G. Braun, a. a. O. S. 39.

H. Stille (a. a. O. S. 2—3.) betont aber, dass vertikale Oszillationen auch schon vor der Eisbedeckung vorhanden waren, folglich nicht auf diese zurückzuführen seien.

3) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde. S. 232.

4) E. Kayser, Abriss der allgemeinen und stratigraphischen Geologie. 3. Aufl. Stuttgart 1922. S. 484—485.

Alluvium	{	Jungalluviale Zeit → Myazeit oder rezente Zeit (Ostsee mit neuer geringer Hebung)
		Altalluviale Zeit → Litorinazeit (Litorinameer mit starker Senkung) 1500 v. Chr. — 500 n. Chr.
Diluvium	{	Postglazialzeit → Ancyluszeit (Ancylussee mit Hebung ?) 3750 v. Chr. — 1500 v. Chr.
		Spätglazialzeit → Yoldiazeit (Yoldia Meer mit Senkung) 6000 v. Chr. — 3750 v. Chr. ¹

Die rezente oder Jetztzeit endlich zeigt uns die Tätigkeit der Kräfte, welche noch heute die Oberfläche unseres Gebietes umgestalten; ihre Besprechung leitet aber schon zu dem **geomorphologischen Bilde** Eestis hinüber. Das Antlitz des Landes trägt unverkennbar die Spuren der glazialen Vereisung, so dass die Landschaften Eestis sozusagen fast ganz „glaziale Landschaften“ sind, und vor allem „glaziale Aufschüttungslandschaften“. Bei der morphologischen Untersuchung der Landschaften Eestis haben wir stets das präglaziale, das glaziale und postglaziale Bild im Auge zu behalten. Nur unter Berücksichtigung dieser Entwicklungsbilder der Landschaften kann eine recht verständnisvolle Kenntnis der Plastik des Landes erzielt werden. — Bezüglich der glazialen Aufschüttungslandschaften lässt sich nach Granö² im allgemeinen eine Dreiteilung des Landes von NW nach SO feststellen (siehe Abb. 10): a) die Inseln und Nord-Eesti sind das Gebiet der Åsar, b) die Mitte und der Nordosten³ des Landes dasjenige der Drumlins, und c) der Südosten endlich die Moränenhügelzone. Die drei Zonen spiegeln die glaziale Entwicklung des Oberflächenbildes wider. Moränenhügel häuften sich deswegen in SO-Eesti in grosser Menge an, da hier der Eisrand längere Zeit stationär war. Es konnten die Schmelzwasser hier im Moränengebiet und nördlich von ihm auch ein ganzes System von Urstromtälern bilden, von welchen hier sowohl die dem Eisrande parallel verlaufenden „marginalen“, wie auch diejenigen in der Richtung der Eisbewegung liegenden

1) G. Braun, a. a. O. S. 43.

2) J. G. Granö, Eesti maastikulised üksused; mit einem deutschen Referat: Die landschaftlichen Einheiten Estlands. Tartu [Dorpat] 1922. S. 71.
J. G. Granö, Orienteeriv ülevaade in „Eesti Loodus“ etc. S. 12—17.

3) Genauer genommen ist dieser Teil in der Mitte des Landes gelegen, da der ganze Norden, also auch der Nordosten, von dem ersten Landschaftsgebiet eingenommen wird.

„radialen“ Urstromtäler anzutreffen sind. Das betreffende Relief des Südostens des Landes, wo ein bunter Wechsel von Erhebungen und Hohlformen herrscht, unterscheidet sich wesentlich von den viel flacheren Gebieten Eestis, wo ihm die radial gebildeten Drumlins und Äsar ein eigenartiges streifenförmiges Aussehen verleihen. Neben diesen radialen Bildungen, welche sich in dem Rückzugsgebiet der Eismasse befinden, kommen in diesen unstationären Gebieten auch marginale Oberflächenformen vor,

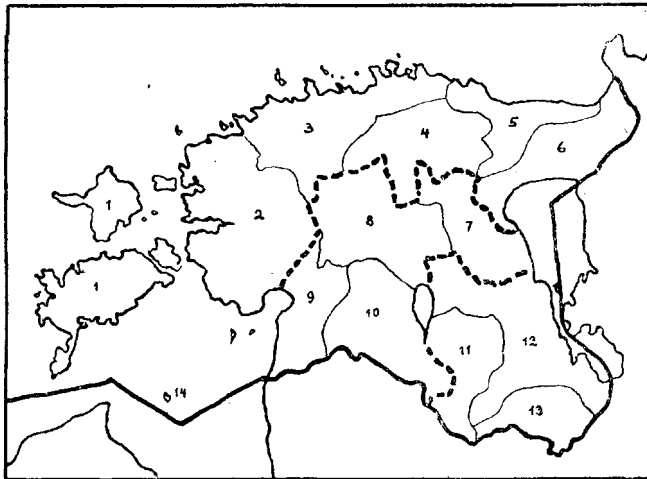


Abb. 11. Räume der Oberflächenformen (vereinfacht nach J. G. Gran ö).

welche stets einer kleineren Stillstandsperiode des rückschreitenden Inlandeises entsprechen. Die Eisränder während der Stillstandslagen vergegenwärtigt die erwähnte Karte von Hausen (vergl. Abb. 7). — Innerhalb dieser drei grossen „glazialen Landschaftsgebiete“ Eestis unterscheidet Gran ö auf Grund seiner eingehenden Kartenstudien 14 „Räume der Oberflächenformen“, deren geomorphologische Charakterzüge wir, zum Teil in Einklang mit Gran ö, folgendermassen angeben können². (Siehe Abb. 11.)

A. Das Äsarlandschaftsgebiet setzt sich aus 6 „Oberflächenräumen“ zusammen, untergeordnet kommen Äsar auch in den anderen Landschaftsgebieten vor (siehe z. B. S. 46).

1) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 43, 46.

2) J. G. Gran ö, Eesti maastikulised etc. S. 12—19, 72—73.

„ „ „ Orienteeriv ülev. etc. S. 12—27.

1. Der Raum der Inselebenen ist das Gebiet der westlichen Inseln, vor allem von Hiiumaa (Dagö), Saaremaa (Ösel) und Muhumaa (Moon). Es ist eine Kalksteinebene mit fast horizontalen Schichten. Als felsige Steilufer kommen sie nur im Westen der Inseln zum Ausdruck, wo sie auf Saaremaa (Ösel) „Pank“ genannt werden. Die Mustjala- (Mustelsche) und die Ninase- (Ninassche) Pank sind z. B. solche Glintreste, welche bis etwa 30 m ansteigen. Der Andrese mägi (St. Andreas-Berg) und der Tornimägi (Turmberg) auf der Köpu- (Dagerortschen) Halbinsel auf Hiiumaa (Dagö) sind keine Panks, sondern bis etwa 70 m Höhe ansteigende Rücken, von welchen der St. Andreasberg eine alte bewachsene Düne, und der Turmberg eine Moräne darstellt¹. Panks gibt es auch im Nordosten von Muhumaa (Moon)². Die glazialen Ablagerungen kommen vor allem im Westen vor. Beträchtliche Teile der Insel bedeckt ausgewaschener Riek, schwedisch „Alvarmark“ genannt (siehe Abb. 12), wie dies auch



Abb. 12. „Alvarmarklandschaft“ auf Saaremaa [Ösel]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

ma (Dagö) sind keine Panks, sondern bis etwa 70 m Höhe ansteigende Rücken, von welchen der St. Andreasberg eine alte bewachsene Düne, und der Turmberg eine Moräne darstellt¹. Panks gibt es auch im Nordosten von Muhumaa (Moon)². Die glazialen Ablagerungen kommen vor allem im Westen vor. Beträchtliche Teile der Insel bedeckt ausgewaschener Riek, schwedisch „Alvarmark“ genannt (siehe Abb. 12), wie dies auch

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. — „Fennia“. 34. Helsingfors 1913. S. 25—26.

2) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 6.

auf der Hausenschen „Übersichtskarte der pleistozänen Bildungen der russischen Ostseeländer“ (Beilage zu seiner Arbeit gleichen Titels) zu sehen ist. Diese Region des ausgewaschenen Richk setzt sich auch im Westen des Landes, in dem 2. Raum von Granö fort. Dieser Alvarmark ist offenbar durch die Abrasion ehemaliger Brandungswellen entstanden und weist grosse erratische Blöcke auf¹.



Abb. 13. Karstlandschaft von Kostivere in Harjumaa [Kreis Harrien]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

2. Der Raum der Kleinbuckel, Rücken und Ebenen von West-Eesti ist, wie auch der Name andeutet, ein dreigliedriges Gebiet. In der Mitte liegt die Niederung des Kasari jõgi (Kasarge-Flusses), welche sowohl von Norden wie auch von Süden von glazialen Erhebungsformen begrenzt wird. Die nördlichen sind marginale Ablagerungen, die südlichen kleinbuckelige Grundmoränen mit kleinen Drumlins.

3. Das Tafelflachland von Nordwest-Eesti ist eine sanft wellige Kalksteintafellandschaft, teils verkarstet (siehe Abb. 13), —

¹) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc. S. 43, 46.

welche von einer dünnen, ebenfalls sanft welligen Moränendecke verhüllt ist. Im Norden tritt der Kalksteinuntergrund als „Glint“ genanntes Steilufer an das Meer heran, wie z. B. bei Baltiski (Baltischport) oder bei Tallinn (Reval). Das westlichste Glied des Glints finden wir auf der Insel Osmussaar (Odensholm). Der



Abb. 14. Glintküste bei Baltiski oder Paldiski [Baltischport]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 33.

Glint¹, der als die geologische Bruchgrenze zwischen der archaischen Fennoskandia und der paläozoischen Russischen Tafel aufgefasst wird, zieht sich von hier nach Osten bis zur Narva (Narowa) fort, tritt aber nur im Westen und Osten der nördlichen

1) Suess betrachtet den Glint als eine Denudationsgrenze, Ramsay als einen gesenkten, und Sederholm als einen gehobenen Flügel einer Verwerfungslinie, welche im Finnischen Meerbusen streicht. (H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc. S. 11.)

Küste bis an das Meer heran, sonst bleibt er einige km weit (sogar über 10 km) im Binnenland liegen. In Nordwest-Eesti sind besonders das Kap Pakerort (Packerort) nördlich von Baltiski (Baltischport) (siehe Abb. 14) mit 25 m Höhe und der Lasnamägi (Laksberg) bei Tallinn (Reval) mit 46 m zu nennen. (Die grösste Höhe erreicht der Glint in dem 5. Oberflächenformen-



Abb. 15. Wasserfall des Jägala [Jagowal] in Harjumaa [Kreis Harrien].
(Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)
Zu S. 34.

Raum, in Nordost-Eesti, wo er bei Ontika 56 m hoch ist.) Der Domberg von Tallinn ist eine ehemalige Glintinsel, die landfest wurde, und die einen Vertreter der landfest gewordenen Glintinsel darstellt¹. Die „Glintlandschaft“, welche für die Nordküste Eestis so bezeichnend ist, spielte auch während der geologischen Vergangenheit eine wichtige Rolle. Die Zerstückelung der Glintstufe ist nicht das Werk des Eises, sondern diese Stufe wurde vielmehr schon durch präglaziale fluviatile Erosion in Buchten, Halb-

1) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 11.

inseln und Inseln gegliedert. Zur spätglazialen Zeit bildete der Glint Untiefen für die Eisberge, welche hier strandeten und nach dem Abschmelzen die vielen erratischen Blöcke hinterliessen. Spuren der Spät- und Postglazialzeit weisen auch die am Glint befindlichen Felsterrassen und die auf seinem Fusse abgelagerten Deltasandmassen auf. Heute sind diesem ehemaligen Rande des Landes jüngere Sedimente vorgelagert¹. — Dem Oberflächenbilde dieses Gebietes gehören noch die festgelegten Dünen und die tief eingeschnittenen Flusstäler in dem unterliegenden Kalkstein an, wo die Flüsse in Wasserfällen vom Glint herabstürzen. Festgelegte Dünen findet man am Ülemiste järv (Oberer See) bei Tallinn (Reval) und ferner tiefer im Lande.

Recht interessant ist die Frage der Entwicklung dieser tief eingeschnittenen Flusstäler, wie z. B. desjenigen des Keila jõgi (Kegelfluss) oder desjenigen des Jägala jõgi (Jagowalfluss). (Siehe Abb. 15.) Der Flusslauf ist der heutigen Abdachung entgegen gerichtet, also handelt es sich um Stürnflüsse der estnischen Platte, die den steilen Glintabfall durchbrachen. Diese Gegen-schichtneigungsflüsse, oder obsequente Flüsse (nach Davis), müssen meines Erachtens entweder eine Antezedenzerscheinung darstellen, oder durch Anzapfung entstanden sein. In beiden Fällen nehme ich an, dass die Flusstäler schon vor der Glazialzeit vorhanden waren, also präglaziale Täler darstellen. Für das Piritatal (Brigitten) nimmt Inostranzeff, der auf einer Felsterrasse Moräne gefunden hat, auch das präglaziale Alter an². Sind sie „Antezedenztäler“, so müssen sie sich in einem Gebiet gebildet haben, welches ursprünglich nach Norden abgedacht war, also entgegengesetzt der heutigen Abdachungsrichtung. Zur Glazialzeit kam das ganze Gebiet unter die Eisdecke. In der Postglazialzeit aber hob sich, durch Entlastung des Gebietes von der Eismasse, das Gebiet allmählich, wobei seine heutige südliche Abdachung entstand. Die präglazial gebildeten Flüsse behielten jedoch ihre ursprüngliche Nordrichtung bei und schnitten sich, mit der Hebung des Landes Schritt haltend,

1) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc. S. 14, 46, 103, 116.

2) Fr. Schmidt, Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntniss der glazialen und postglazialen Bildungen im Silurischen Gebiet von Ehstland, Oesel und Ingermanland. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. Bd. XXXVI. Berlin 1884. S. 256.

immer tiefer in die Felsunterlage ein, wobei ihre Richtung im gegensinnigen Verhältnis zu der Abdachung des Landes entstanden ist. — Die andere Erklärung denke ich in der „Anzapfung“ der inländischen Flüsse durch ehemalige Küstenflüsse zu finden. Auch in diesem Falle wäre schon zur Präglazialzeit die heutige südliche Abdachungsrichtung vorhanden gewesen, wobei sich im Norden des Landes im Binnenlande der Abdachung folgende Flüsse bildeten, der Steilrand des Landes dagegen von

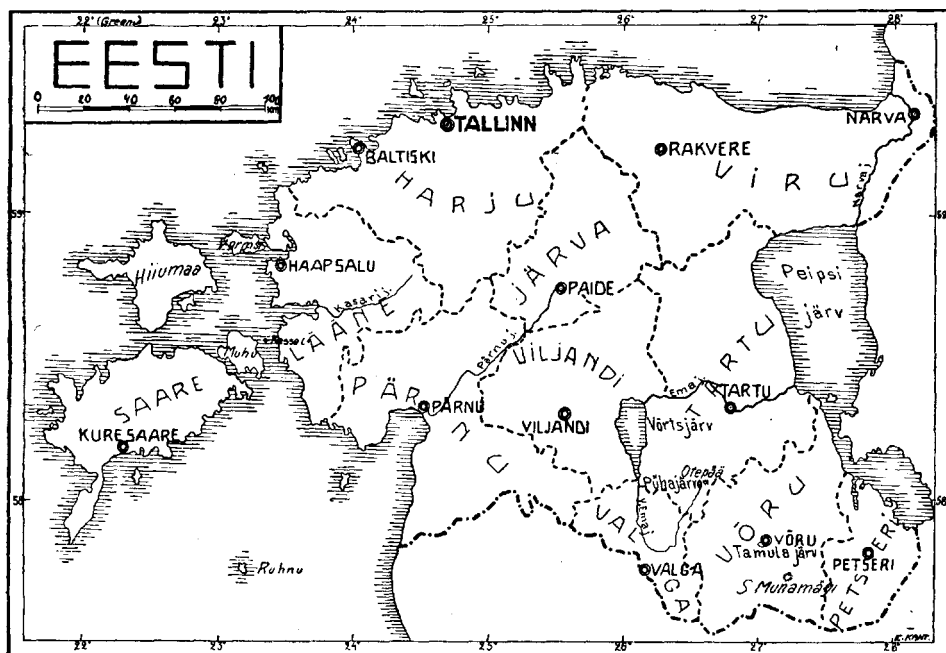


Abb. 16. Orientierungskarte der Kreiseinteilung von Eesti.

kürzeren Stirnflüssen zerschnitten wurde. Durch rückschreitende Erosion haben dann diese nach Norden fließenden Stirnflüsse die binnenländischen erreicht, die sie trennende flache Wasserscheide zersägt, und ihre Wassermasse zu sich abgelenkt. Allerdings können diese Flüsse nur das Ergebnis der Postglazialzeit sein oder sich in der Eiszeit subglazial gebildet haben; ihr ziemlich flacher Lauf mag auch für diese Erklärung Anhaltspunkte liefern. Auch in diesem Falle müssen sie durch die Stirnflüsse angezapft und zu sich abgelenkt worden sein. — Um diese Probleme zu lösen, wie auch überhaupt die

geomorphologische Entwicklungsgeschichte des Landes deuten zu können, bedarf es noch einer ganzen Reihe von Einzelforschungen. Eesti wurde zur Russenzeit auch inbezug auf seine wissenschaftliche Erforschung sehr stiefmütterlich behandelt, und in der kurzen Zeit seiner Selbständigkeit konnten nur die ersten Schritte zu seiner geographischen Erforschung gemacht werden. Grosse Verdienste hat sich Gr a n ö erworben, der die morphographische Kenntnis des Landes wesentlich gefördert hat und zum erstenmal versucht hat, die Oberflächenformen im Rahmen von Landschaften auch morphologisch etwas zu ordnen. Die weiteren Arbeiten müssen aber schon das rein Morphographische nicht mehr als Ziel ansehen, der morphographische Rahmen muss auch geomorphologischen Inhalt haben. Deswegen möchte ich hier einige geomorphologische Probleme aufstellen, die Anregung zu geomorphologischen Studien geben sollen.

4. Der Raum der Åsar und Grossbuckel von Rakvere (Wesenberg) — Pandivere (Pantifer) ist eine weitere landschaftliche Einheit, welche topographisch das höchste Gebiet des Nordens ist. Es ist das Gebiet der typischen Åsar, und zwar in der Umgebung von Tapa (Taps). (Siehe Abb. 17 und die Einwerstkarten 4—35 [Vohnja], 4—36 [Kadrinal], 5—35 [Tapa] und 5—36 [Lasila].) Die Burgruine von Rakvere (Wesenberg) z. B. steht auf einem Ås, welcher kamesartig¹ ausgebildet ist. Es handelt sich hier um durch glaziale Schmelzwasser gebildete sog. „fluvioglaziale“ Ablagerungen, welche geschichtet sind, wodurch sie sich von den Moränen und auch von ihrer Abart, den Drumlins, unterscheiden (siehe S. 42—43). Es sind langgestreckte Hügel, welche länger als die Drumlins sind, oft mehrere km lang. Im Verhältnis zu der Eisbewegung findet man die im Sinne der Eisbewegung liegenden „Radialåsar“, und die dem Eisrande parallelen „Marginalåsar“. Die Åsarlandschaft nimmt manchmal am Rande des Eises stark unregelmässigen, kuppigen Charakter an, und erscheint als eine „Kameslandschaft“. Die „Radialåsar“ bilden sich „unter“ oder „in“ dem Eise in Tunnels, also „subglazial“ oder „intraglazial“; die „Marginalåsar“ dagegen während eines kurzen Stillstandes des Eises an einer Tunnelmündung. Die Åsar sind im allgemeinen als Begleiterscheinung

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen etc. S. 66 und Fig. 15, 16.

der Endmoräne entwickelt. Im Südosten schliesst sich das Gebiet mit seinen kleinen Drumlins dem 7. Raume, der Tartuer (Dorpater) Grossdrumlinlandschaft, an. Kellavere mägi (Kellafer-Berg) ist ein drumlinähnlicher Berg.

5. Östlich von Pandivere (Pantifer) dehnt sich wieder eine fast ebene Tafellandschaft, die **Tafelebene Nordost-Eestis** aus. Besonders bezeichnend ist hier wiederum der Küstenrand der



Abb. 17. Äs bei Neeruti östlich von Tapa [Taps] in Virumaa [Kreis Wierland]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)
Zu S. 36.

Tafel, die Glinküste (siehe Abb. 18), die bei Ontika die höchste Stelle des ganzen estnischen Glintes, 56 m, aufweist. Diese Glinküste ist eine typische „Arbeitskliffküste“, die nur einen schmalen schuttbedeckten Sandstand hat und infolge der Abrasion fortwährend rückschreitet. Diese Küste unterscheidet sich wesentlich von der „Ruhekliffküste“ des nächsten Oberflächenraumes, einer Ausgleichsküste, die durch die Deitabildung des Narvaflusses entstand. Nach den Untersuchungen von A. Tam-

mekann¹ kann man in den Zügen der Oberflächengestaltung der Tafelebene Nordost-Eestis noch die Spuren des präglazialen Reliefs verfolgen, obgleich das Relief von der glazialen Vereisung stark verändert und eingeebnet wurde. Solche präglaziale Züge des Oberflächenbildes sind die meridional angelegten Talzüge, ferner die äquatorial verlaufenden, niedrigen, sanft geböschten Stufen, welche sich an den Grenzen der verschiedenen widerstandsfähigen Schichten gebildet haben. Durch diese präglazial ge-



Abb. 18. Glinküste bei Päite in Virumaa (Kreis Wierland). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 37.

bildeten Täler entleerten sich die spätglazialen Eisstauwasserflächen, wie der Baltische Eisstausee und der Peipus-Eisstausee, wodurch die Täler weiter ausgebildet worden sind. Heute sind sie in ihrem Unterlaufe wie alle nordestnischen Täler unausgeglichen, und ihre Flüsse bilden die schon bekannten Stromschnellen und Wasserfälle.

1) A. Tammekann, Die Oberflächengestaltung des Nordostestländischen Küstentafellandes. — Publicationes Instituti Universitatis Dorpatensis Geographici. (Im Druck.)

6. Der Raum der Kleinrücken und Ebenen von Alutagune (Allentaken) ist eine Ebene, welche den NO-Winkel des Landes zwischen dem Meer und dem Peipus einnimmt. Aus der Ebene erheben sich inselartig kleine marginale Rücken. Geomorphologisch ist dieser letzte Teil des Äsarlandschaftsgebietes recht interessant. Das Dünengebiet, das Narvatal (Narowatal) und die Peipusniederung erwecken das Interesse im höchsten Grade. — a) Das *Dünengebiet* im Norden ist das Ergebnis der Küstenversetzung nach Osten. Das Material zu dieser äolischen Umlagerung liefert das Narvadelta (Narowadelta), welches sich schon zur Spätglazialzeit gebildet hat und dessen Bildung die ganze Postglazialzeit fort dauerte¹. Die Versandung der Narvamündung (Narowamündung) selber, infolge deren die Einfahrt in die Flussmündung nur durch Baggerungen aufrecht erhalten werden kann, ist in erster Linie dem Nebenfluss der Narva, der Rosson (Rossona), zuzuschreiben: ein Übel, zu dessen Beseitigung schon seit dem Ende des XVII. Jahrhunderts verschiedene Massregeln geplant worden sind². Der Dünenstrand in Narva-Jõesuu (Hungerburg) ist ein typisches Küstendünengebiet mit breitem Strand, Vordüne und befestigten, bewaldeten Dünenzügen. (Siehe Einwerstkarte 3—45 und Abb. 19.) Östlich des Narva jõgi ist wiederum der mäandrierende Unterlauf des Rossoni jõgi (Rossonfluss) von geomorphologischem Interesse. Der Rossoni jõgi bildet eine „Flussverbindung“ oder „Bifurkation“ zwischen dem Narva- und dem Lugafluss (Russland). Früher floss der Lugafluss wahrscheinlich in der Weise, dass er in seinem Unterlaufe einen Ast nach Norden und einen nach Süden sandte, so dass die Halbinsel zwischen Narva- und Lugabucht umgangen wurde. Beide Äste mündeten direkt in das Meer: der südliche Ast, der Rossonfluss, erlitt aber eine Ablenkung seiner Mündung nach Süden, nachdem die Küstenversetzung ihn gezwungen hatte seinen alten Weg zu verlassen, und wurde der Narva tributär. (Siehe die Dreiwerstkarte [1:126.000] in der deutschen Okkupationsausgabe, Gouvernement Estland und Petersburg, Reihe III, Blatt 7. Narwa.) Der heutige Narva järv (Narvskoje-See), der jetzt vom Meere durch

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen etc. S. 59, u. Fig. 13 auf S. 60.

2) G. v. Helmersen, Die geologische Beschaffenheit des unteren Narvathals und die Versandung der Narvamündung. — Bull. de l'Académie impériale des sciences de St. Pétersbourg. Tome troisième. 1861. S. 547.

eine Sandbarre abgeschnürt ist, muss die alte Mündung dieses Astes gebildet haben. Den alten unruhigen Unterlauf des Rossoni jõgi (Rossonfluss) zeigen auch die verlassenen Mäanderbogen, die sog. Altwasser, deren Entwicklung man auf der Einwerstkarte (3—45) besonders gut verfolgen kann. Die Rossonmündung kann also als klassisches Beispiel für einen herumirrenden Fluss gelten, der nicht imstande ist, seine Wassermenge direkt in das Meer zu führen: die Dünenwälle verhindern ihn in seinem Bestreben, und er ist gezwungen, seine Selbständigkeit aufzugeben und dem Narva jõgi tributär zu werden, wobei er



Abb. 19. Sandiger Strand von Narva-Jõesuu (Hungerburg). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 39.

den eigenartigen Verbindungscharakter zwischen zwei Flüssen (Luga und Narva) erhält. — Die Auffassung von H. Hausen¹ bezüglich der Entwicklung der Narva-Lugamündung sieht in dem Narva järv (Narvsskoje-See) gerade umgekehrt die ehemalige Mündung der Narva, welche durch einen hohen Strandwall vom Meere abgesperrt wurde. Nach Hausen war nun der träge, mäandrierende Narvafluss gezwungen seinen Weg ostwärts zu verlegen, wobei er dem Lugafluss tributär wurde. Dem mäandrierenden Narvafluss gelang es aber bei Narva-Jõesuu (Hungerburg) durch Mäandererosion den Strandwall so weit anzugreifen, dass durch diesen Durchbruch die Narva direk-

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 59.

ten Abfluss in das Meer fand. Durch die Bildung dieser heutigen Mündung wurde nun der zur Luga fließende Zweig des Stromes (das zweite Stadium der Narvamündung) gekentert, wobei der Lugafluss in seinem südlichen Zweig, in dem heutigen Rossoni jõgi, der Narva tributär wurde. — Nur eine eingehendere Untersuchung könnte dieses Problem lösen, und vor allem genaue Nivellierungen in den heutigen und ehemaligen Tälern. Anhaltspunkte für meine Auffassung, dass der Narva järv (Narvsskoje-See) der Ausfluss des Rossoni jõgi sei, liefert eine Sage, deren Richtigkeit aber Helmersen¹ in Abrede stellt. Allerdings sind mündliche Überlieferungen nicht immer ohne einen tatsächlichen Kern. — b) Die morphologische Entwicklungsgeschichte des *Narvatales* gehört auch zu den interessantesten geomorphologischen Problemen Estis. Der Fluss fließt bekanntlich in einem tief eingeschnittenen Cañontal, welches nach Hausen² vielleicht tektonisch vorgebildet worden ist. In Stromschnellen und Wasserfällen legt er seinen Weg zurück, und es wäre interessant zu ergründen, ob der Wechsel der einzelnen geologischen Horizonte in irgendeinem Verhältnis zu den Stromschnellen und Wasserfällen steht, umso mehr, da die nach S einfallenden Schichten — wie schon in der geologischen Besprechung erwähnt wurde — „wie die Blätter eines Buches übereinander“ liegen, „nur dass jedes folgende Blatt um die Breite der Zone zurückweicht“. Es wäre zu entscheiden, ob das Narvatal als ein präglazial vorgebildetes Antezedenztal den nördlichen estnischen Tälern ähnlich ist, oder ob es sich erst in der Interglazialzeit, oder sogar erst, wie Hausen³ es für das etwa 2 km lange Cañontal annimmt, in der Postglazialzeit gebildet hat. Es wäre in diesen Fällen auch daran zu denken, ob das ganze Tal auf einmal oder, dem allmählichen Rückzug der Eismasse entsprechend, nur zu Teilen entstanden ist. Das Fehlen von Urstromtälern scheint wiederum dafür zu sprechen, dass das Narvatal nicht den Ausfluss eines Eisstausees darstellt; umso weniger, da bei der Entlastung des Gebietes von dem schwindenden Eis sich ein dem nördlichen Flusslaufe widersinniges südliches Gefälle des Terrains

1) G. v. Helmersen, a. a. O. S. 540, 541.

2) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 57—58.

3) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 58.

gebildet hat. — c) Die *Peipusniederung* scheint eine eigene Entwicklungsgeschichte zu haben. Ungeachtet der Art der Eisbedeckung zur Glazialzeit, ob diese Niederung unter der einheitlichen Eisdecke ganz Eestis gelegen hat (Hausen¹⁾ oder unter einem speziellen Peipuslobus (Philipp²⁾, — in welchem letzterem Falle Eesti noch von einem westlichen Lobus verhüllt war, — also ungeachtet dieser Frage wollen wir die Entwicklungsgeschichte der Peipusniederung nur während der Spät- und Postglazialzeit verfolgen. Der allgemeineren Auffassung nach war der Peipus zur Yoldiazeit eine Meeresbucht. Leider sind aber bis jetzt noch keine Yoldia-Muscheln gefunden worden; das Gebiet ist freilich auch nur sehr wenig untersucht worden. In dem sumpfigen Terrain der Peipusniederung (siehe die Dreiwerstkarten in der deutschen Okkupationsausgabe Reihe IV, Blatt 6. Tschorna und Reihe IV, Blatt 7. Gawrilowskaja) erscheinen eine Reihe kleiner marginaler Rücken, wie sie Granö auf seiner Karte dargestellt hat. Nach Hausen³ hat man es in der Peipusniederung mit den Ablagerungen des Peipus-Eisstausees zu tun. Darauf deuten die wahrscheinlichen Bändertonablagerungen, ferner die wurmförmigen Dünenwälle im Norden des heutigen Peipus, welche als Eissee-strandbildungen zu deuten sind, ferner die grosse glaziale Randbildung im Westen der Niederung, zwischen dem Gute Illuka (Illuk) und Iisaku (Isaak), welche Hausen als einen typischen Randås bezeichnet. Die Nordküste des Peipus ist eine Dünenküste.

B. Der mittlere Streifen des Landes ist das **Drumlinlandschaftsgebiet**. Granö teilt dieses Landschaftsgebiet in 4 Oberflächenräume ein (siehe Abb. auf S. 29).

7. Der Raum der Grossdrumlins und Kuppeln von Tartu (Dorpat) ist das klassische Gebiet dieser eigenartigen elliptischen, rückenartigen Hügel, welche durch ihre parallele Anordnung der Landschaft ein streifenförmiges Gepräge verleihen. Die Anordnung der Drumlins (Wallhügel) fällt mit der Richtung der

1) H. Hausen, Über die Entwicklung der Oberflächenformen etc. Kartenbeilage.

2) H. Philipp, Beitrag zur Kenntnis des Endmoränenverlaufs im östlichen Baltikum etc. S. 33.

3) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 60, 62, 63, 64 und Kartenbeilage.

H. Hausen, Über die Entwicklung etc. Kartenbeilage.

Gletscherbewegung zusammen, und sie stellen in der Regel den Übergang der Grundmoränen- in die Endmoränenlandschaft dar. Ihr Material ist im allgemeinen Grundmoränenmaterial, also ungeschichtetes glaziales Material, worin eben der grosse Unterschied zwischen Drumlins und Äsar besteht. In Eesti bestehen sie nur teilweise aus Moränenmaterial, teilweise aber auch aus fluvioglazialem, wie dies Hausen und Granö betonen. Überhaupt finden sich hier recht verschiedene Zwischenformen zwischen den Drumlins und Äsar, weshalb sie eine besonders genaue Untersuchung beanspruchen. Ihrer Bildung nach sind die Drumlins eigentlich Rundhöcker aus Moränenmaterial, welche durch



Abb. 20. Drumlin bei Laiuse [Lais] in Tartumaa [Dorpat'er Kreis]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

Eisdruck aus der gefrorenen Grundmoräne herausmodelliert worden sind. — Die Grossdrumlins von Tartu (Dorpat) befinden sich hauptsächlich im Norden des Tartuer (Dorpat'er) Kreises (siehe Abb. 20) und sie sind besonders gross in dem westlichen Teil der Drumlingruppe. An der Grenze der Kirchspiele Palamuse (Bartholomäi), Äksi (Eks) und Maarja-Magdaleena (Marien-Magdalenen) liegt das typische Verbreitungsgebiet der Grossdrumlins. (Siehe Einwerstkarten 11—38 [Luna], 11—39 [Maarja-Magdaleena], 12—38 [Äksi], 12—39 [Vara].) Hier ist der NW—SO Verlauf der Drumlins sehr wohl zu erkennen. Ihre Länge schwankt zwischen 2 und 8 km, ihre Breite zwischen 200 m und 2 km, die relative Höhe beträgt etwa 40 m, der Einfallswinkel zwischen 12—15°. Die hier parallel angeordneten Drum-

lins wechseln mit langgestreckten Seen ab, wie z. B. mit dem Saadjärv (Sadjerw) bei Aksi (Eks), oder mit sumpfigen Niederungen; diese Hohlformen befinden sich in der Drumlinlandschaft in verschiedenen Verlandungsstadien. Landschaftlich erscheinen die Drumlins als Kulturstreifen, welche sich der Ackerbau nutzbar macht und welche die Siedlungen und Verkehrswege bevorzugen. Die Siedlungen gruppieren sich reihen- oder kettenförmig mehr am Fusse der höheren Drumlins, wo also die Nähe des Grundwassers die Anlage von Brunnen begünstigt¹.

8. An das Grossdrumlingebiet schliesst sich der **Raum der Kleindrumlins und Ebenen von Alliku (Allenküll) — Põltsamaa (Oberpahlen)** an. Dieses Gebiet in der Umgebung von Alliku = Türi (Turgel) und nördlich vom Virtsjärv (Wirtzjärv) ist das zweite typische Drumlingebiet von Eesti. Hier sind die einzelnen Drumlins kürzer, schmaler und niedriger, kommen aber in dem Landschaftsbilde noch deutlicher zum Ausdruck, da die einzelnen, parallel gescharten Drumlins sich inselartig aus dem einigermassen ebenen, mehr oder weniger versumpften und vermoorten Gebiet erheben. (Siehe Einwerstkarten 12—38, 13—35, und die dreierstige deutsche Okkupationskarte Reihe V, Blatt 5. Fellin.) — Von geomorphologischem Interesse ist hier auch die flache, sumpfige Niederung des Virtsjärv selbst, welche manche Ähnlichkeiten mit der Peipusniederung aufweist. Der Osten dieser Niederung gehört aber schon dem dritten Landschaftsgebiet, dem Moränenhügelgebiet an. Es wäre wichtig genau zu wissen, in welcher Weise das Becken des früher viel grösseren Virts-Eisstausees mit dem westlichen und dem östlichen Teil des Landes durch die Navaste- (Nawast-) bez. Tartu- (Dorpat-) Enge in Verbindung stand. Die Karte von Hausen² zeigt statt der Navaste-Enge weiter südlich bei Viljandi (Fellin) in dem Urstromtal eine westliche Verbindung, welche das Wasser des Virts-Eisstausees zu dem Rigaschen Busen ableitete. Der Virts-Eisstausee stand mit dem Peipus-Eisstausee auch in Verbindung, der Ur-Emajõgi (Ur-Embach) führte zu dieser Zeit aber in den Virtsjärv und nicht in den Peipus. Zwischen Peipus und Rigaschem Meerbusen bestand also ein direkter

1) Diese und die weiteren Angaben stammen aus der demnächst erscheinenden Schrift über den morphologischen Formenschatz Estis von J. Rumma

2) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. Kartenbeilage.

Wasserweg, eine Verbindung, die auch heute sehr nützlich wäre. Dieses Ausflussgebiet des Virts-Eisstausees gehört nach Granö aber schon zu dem 10. Oberflächenraum. — Die nördliche Virtsjärvniederung hat manche Ähnlichkeiten mit der grösseren nördlichen Peipusniederung. Auch hier ist die Erosionsarbeit recht gut wahrzunehmen¹, vor allem im Nordosten, wo der ehemalige Randwall des Eisstausees sehr stark zerstört erscheint (siehe die dreiwerstige deutsche Okkupationskarte Reihe V, Blatt 5. Fellin).

9. Die Ebene von Pärnu (Pernau) ist fast durchweg ganz flach. Die sehr flache Senke des Rigaschen Meerbusens mit der flachen Pärnu- (Pernau-) Ebene mag ebenso wie diejenige des Virtsjärv und des Peipus (nach Grewingk²) in dem mürben Devonsandstein durch glaziale Erosion entstanden sein. Hausen³ meint jedoch, dass sie wahrscheinlich schon zur Präglazialzeit angelegt waren. So hatte das Eis schon Senken vorgefunden, welche es nur weiter auszuarbeiten hatte. — Die Küste ist eine meistens befestigte Dünenküste. Es ist dies also das dritte Dünengebiet Eestis (NO-Küste am Finnischen Meerbusen, N-Küste des Peipus und die Livländische Küste am Rigaschen Meerbusen). Die Küstenversetzung am Livischen (Rigaschen) Meerbusen veranlasste, wie bei dem Rossoni jõgi (Rossonflusse) im NO des Landes, eine Flussverlegung bei dem Pärnu jõgi (Pernauffluss). Er floss früher etwa im SO der Stadt Pärnu (Pernau) bei der Vorstadt Rotiküla in das Meer; durch das nordöstliche Vordringen der Dünen wurde er aber gezwungen seinen Unterlauf etwa 6 km lang parallel der Küste zu nehmen und erst weiter im NW der Stadt Pärnu in das Meer zu münden. (Siehe Zweiwerstkarten IV^c—17 und IV^c—16.) Der alte Mündungslauf ist heute fast ganz durch Dünen verdeckt, nur auf einer kurzen Strecke soll eine kleine Senke diese Stelle andeuten. Die Möglichkeit, dass der alte Pärnu jõgi (Pernauffluss) ein Delta gehabt hat und der heutige Verlauf neben dem alten Ast auch schon früher bestanden hat, wäre auch noch zu überlegen. Der eine Graben der Stadt soll auch einen alten Flussast repräsentieren. — Ähnlich dem Pärnu jõgi

1) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 63.

2) C. Grewingk, Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte von Liv-, Est- und Kurland. — Dorpater Arch. f. Naturkunde. Ser. I. Bd. VIII. S. 72.

3) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 8, 41.

erscheint die Flussverlegung des Reiu jõgi (Reidenhofscher Fluss), welcher durch die Versandung der Küste wie der Rossonfluss gezwungen war, seinen früheren selbständigen Charakter aufzugeben und dem Pärnu jõgi tributär zu werden.

10. Als letzter Raum des Drumlinlandschaftsgebietes ist der **Raum der Urstromtäler, Drumlins und Grossbuckel von Viljandi (Fellin) — Helme (Helmet)** zu nennen. Es ist ein verhältnismässig hohes Gebiet, welches wir in der morphographischen Übersicht als das eine der vier estnischen Höhengebiete erkannt haben. Dieses „Viljandi- (Felliner) Höhengebiet“ ist von mannigfaltigem Relief. Sowohl im Westen, wie im Osten vom Virtsjärv befinden sich Drumlins. Untergeordnet kommen auch Äsar vor (siehe Abb. 22). — Von besonderem Interesse ist hier das **Urstromtalsystem**, welches im Westen vom Virtsjärv so charakteristisch erscheint, wie sonst nirgends in ganz Eesti. (Siehe Einwerstkarten 14—33 [Viljandi], 14—34 [Vana-Tännasilma] und 15—34 [Tarvastu].) Es besteht das System aus radialen und marginalen Urstromtälern (vergl. S. 28—29), deren Breite nicht über 1 km und deren Tiefe nicht über 40 m ist. Die Länge ist recht verschieden und kann auch etwa 20 km betragen. Die Täler werden entweder von heutigen Flüssen und Seen eingenommen, oder sie liegen trocken da. Vor allem sei das „Viljandi- (Felliner) Urstromtal“ erwähnt (siehe Abb. 21), welches sowohl physisch-geographisch wie auch anthropogeographisch besonderes Interesse verdient. Das Viljandi- (Felliner) Urstromtal ist ein typisches Durchbruchstal in einem Plateau von Devonsandstein; dieses Plateau wird von Moränenmaterial bedeckt. Dieses Urstromtal, ähnlich dem Ema jõgi- (Embach-) Urstromtal, ist aller Wahrscheinlichkeit nach schon zur Präglazialzeit entstanden. Recht bezeichnend ist für diese beiden Täler die buchtartige Ausmündung in die Niederung des Rigaschen Meerbusens und in diejenige der Virtsjärvniederung bei dem Viljandi- (Felliner) Urstromtal, bez. in die letztere Niederung und in die Peipusniederung bei dem Ema jõgi- (Embach-) Urstromtal. (Siehe Kartenbeilage in Hausens „Materialien zur Kenntnis etc.“) Sie sind wahrscheinlich der intensiven Stranderosion in dem lockeren Boden zuzuschreiben¹. Der land-

1) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 64.

schaftlich recht hübsch gelegene Viljandi-See (4 km lang, $\frac{1}{2}$ km breit, etwa 10 m tief) zeigt ein eigenartiges hydrographisches System. Der See, der in der früheren Literatur als eine sowohl mit dem Rigaschen Meerbusen (nach Westen) wie mit dem Virtsjärv (nach Osten) in Verbindung stehende Wasserfläche bezeichnet wurde, hat seinen alten glazialmorphologischen Charakter verloren. Durch die Untersuchungen und Aufnahmen von J. Rumma¹ wurde die Auffassung von Hausen² bestä-

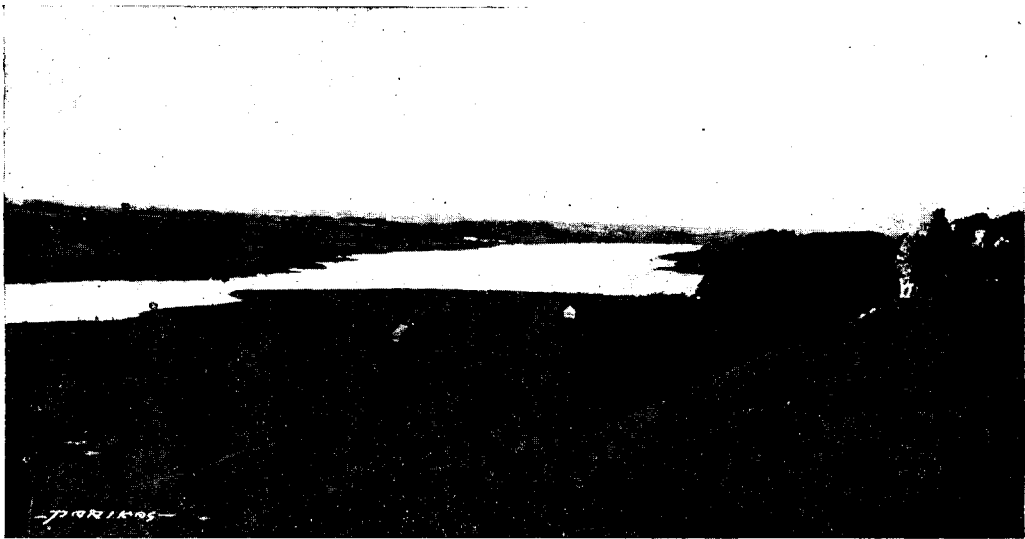


Abb. 21. Urstromtal und See von Viljandi (Fellin). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 46.

tigt, dass der Viljandi-See nur nach dem Rigaschen Busen durch Vermittlung des Pärnuflusssystems Abfluss hat, im Osten dagegen der Kõsti-Bach nicht „aus“ dem See hinausgeht, sondern eben umgekehrt „in“ den See hinein. Rumma stellte fest, dass die „Viljandi-Talwasserscheide“ nicht quer durch den See verläuft, sondern etwa 250 m östlich vom östlichen Ende des Sees; ferner dass der Tännasilm- (Tennasilm-) Fluss nicht den östlichen

1) J. Rumma, Viljandi oru veelahe. Mit einem deutschen Referat „Felliner Talwasserscheide“. „Loodus“ etc. 1923. Nr. 1. S. 31—56.

2) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 78 und Fig. 18 auf S. 79.

Abfluss des Sees darstellt, wie es früher angenommen wurde. (Siehe Einwerstkarte 14—33 [Viljandi].) Der Tännasilm- (Tennasilm-)Fluss beginnt erst 250 m östlich vom östlichen Ende des Sees, während die 250 m lange Talstrecke von Rumma schon als der Mündungsteil des von Norden kommenden Kösti-Baches bezeichnet wird (siehe Abb. 8 bei Rumma, S. 39). Diese neuere Auffassung erscheint auch auf der hydrographischen Karte in dem Statistischen Album (Blatt 10—11), wo das Abflussgebiet des Peipus von dem des Rigaschen Busens geschieden ist. Die



Abb. 22. Ås. Stadthberg bei Suure-Jaani (St. Gross-Johannis) in Viljandimaa (Felliner Kreis). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 46 und vergl. S. 29.

vom Estnischen Generalstab veröffentlichte Wandkarte aus dem Jahre 1922 im Massstab 1:300.000 vertritt noch die alte Auffassung, dass der Tännasilm-Fluss aus dem Viljandi- (Felliner) See hinausgeht. Als Grund der älteren Auffassung muss der Umstand anzusehen sein, dass die Viljandi-Talwasserscheide sich in einem sumpfigen Gebiet befindet, wo die Scheidung der zwei Flusssysteme sehr schwer durchzuführen war. — Die anthropogeographische Bedeutung des Viljandi-Urstromtales beruht eben darauf, dass am östlichen Ende des Sees das Tal für den Übergang sich vorzüglich eignet, wobei auch die

Mittellage zwischen dem Rigaschen-Flusssystem und dem Peipus-Flusssystem für die Entstehung der Stadt Viljandi und für die Bildung der Verkehrswege von Belang war. Das Kösti-Nebenurstromtal leistete auch der Siedelung Schutz, ein Moment, welches in den mittelalterlichen Stadtanlagen immer ausschlaggebend war.

C. Der südöstliche Streifen des Landes ist das **Moränenhügellandschaftsgebiet**, welches Granö wiederum in 3 Oberflächenräume eingeteilt hat. Das Charakterzeichen



Abb. 23. Der See von Nüpli bei Otepää (Odenpäh). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

dieses Gebietes ist das Vorherrschen von Moränen. Es ist Eestis höchstes und mannigfaltigstes Gebiet, wo das „Otepää- (Odenpäh-) Höhegebiet“ (siehe Abb. 23) und das „Haanja- (Hahnhof-) Höhegebiet“ sozusagen die grossen Akkumulationszentren der Moränenablagerungen darstellen. Entsprechend der Eisrandlage mögen hier viele Moränen als Endmoränen erkannt werden; es fehlen aber noch genaue morphologische Aufnahmen, nur von einigen lässt sich das jetzt feststellen, wie wir in dem ersten Flächenraum dieses Moränenhügellandschaftsgebietes sehen werden.

11. Der Raum der Grosskuppeln von Otepää (Odenpäh) — Karula (Karolen) ist eine typische „Endmoränenlandschaft“. Recht mannigfaltiges Relief bezeichnet diese Region. Im Gegensatz zu den ziemlich ebenen Grundmoränenplateaulandschaften ist hier im Bereich des ruckweisen Rückzuges des Eisrandes den Stillstandslagen entsprechend ein recht gut gegliedertes Terrain entstanden. Hier sind die vielen Moränenhügel und Senken ursprüngliche glaziale Formen, nicht so wie in den Plateaulandschaften, wo die Senken hauptsächlich durch Schmelzwasser entstanden sind¹. Der landschaftliche Reiz des Pühajärv (Hei-



Abb. 24. Landschaft von Sangaste (Sagnitz) in Valgamaa (Walkscher Kreis). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

ligensee), eines typischen Moränensees; die beträchtlichen relativen Höhen, wie z. B. die des Väike-Munamägi (Kleiner Munamägi), welcher etwa 120 m hoch aufragt (absolute Höhe 244 m); die Ursprungstelle des Ema jõgi (Embach) im Pühajärv (Heiligensee) sind die charakteristischen Merkmale dieser Region. Von besonderem Interesse sind aber die zwei Endmoränenzüge in NW-SO Richtung, von welchen der Rõngu-(Ringens-)—Otepää-(Odenpäh-)Zug der beträchtlichere ist, der südliche Sangaste- (Sagnitz-) Zug dagegen, welcher dem ersteren parallel verläuft, eine bescheidene Ausdehnung hat. (Siehe Einwerstkarten 63 (Rõngu), 64 (Sangaste), 67 (Otepää), 68 (Urvaste) und Abb. 24.)

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 93.

12. Der Raum der Urstromtäler, Ebenen und Tafelerhebungen Südost-Eestis ist ein weniger mannigfaltiges Gebiet, als die vorher besprochene Otepää- (Odenpäh-) — Karula- (Karolen-) Region. Dem allgemeinen Charakter nach ist es ein flaches Gebiet, wo nur durch die Urstromtäler Abwechslung in dem Oberflächenbilde entstand. Für den östlichen Teil der Region ist das Vorhandensein von „radialen Urstromtälern“ bezeichnend, in dem



Abb. 25. Kerbtal bei Gorodistše (Gorodischtsche) nördlich von Irboska (Isborsk) im Devonkalksteingebiet. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Auch zu S. 63.

nordwestlichen dagegen verdient das „Ema jõgi- (Embach-) Urstromtal“ besondere Beachtung. Als weiteren interessanten Teil der Region habe ich noch die „Peipusküste“ zu erwähnen. — a) Die *radialen Urstromtäler* haben das Tafelland gegliedert. Recht ausgeprägt erscheinen sie auf der dreierstigen deutschen Okkupationskarte Reihe VI, Blatt 6. Neu-Rappin in dem Gebiet südwestlich des Peipus (das Voo- (Wo-) Talsystem); ferner das Elva- (Elwa-) Talsystem nordwestlich vom Otepää- (Odenpäh-) Höhengebiet (siehe bei Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. Fig. 19 auf

S. 92). — *b*) Das *Ema jõgi*- (*Embach*-) *Urstromtal*¹ ist jene wichtige hydrographische Ader, welche nach den eingehenden Studien von A. Mieler² nach dem Abzuge des Eises in grossen Zügen schon vorhanden war, da das Tal mit Grundmoränen bedeckt ist. Es ist aber noch fraglich, ob der *Ema jõgi* (*Embach*) schon zur



Abb. 26. Devonsandstein bei der Station Piusa (Pimsche) in Petserimaa (Petschurscher Kreis). (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Auch zu S. 19.

Präglazialzeit existierte, wie es Hausen für wahrscheinlich hält³, und ob der präglaziale *Ema jõgi* (*Embach*) nach Osten floss, wie der heutige Fluss, oder ob er den postglazialen westlichen Lauf hatte (wo er als Ausfluss des Peipus-Eisstaueses

1) Die Breite beträgt bei Tartu (Dorpat) 1 km und die Tiefe 40 m. (K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 46—47.)

2) A. Mieler, Ein Beitrag zur Frage des Vorrückens des Peipus an der Embachmündung und auf der Peipusinsel Piirisaar in dem Zeitraum von 1682—1900. — Publicat. Instit. Univ. Dorpat. Geogr. Tartu (Dorpat) 1926.

3) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 87.

„ „ Über die Entwicklung etc. S. 62.

diente). (Siehe Kartenbeilage bei H a u s e n in der Arbeit „Über die Entwicklung etc.“) — *c*) Die *Peipusküste* ist eine teils sumpfige sog. Luchtküste, und teils eine Kliffküste. Der Peipus erscheint seit der Litorinazeit in schiefer Lage, da der Norden und der Nordwesten des Landes gehoben wurde, der Süden und der Südosten dagegen wahrscheinlich in derselben Höhenlage blieb¹. Deshalb sind auch die südlicheren Küsten überflutet. Nach den Untersuchungen von Mieler rückt der Peipus heute noch ständig vor. Ein Vergleich älterer Karten liess Mieler zu der Überzeugung kommen, dass das Vorrücken des Peipus an den niedrigen Luchtküsten ein recht ansehnliches ist. Besonders die Insel Piirisaar, die ein Erosionsrest glazialer Ablagerungen ist², zeigt auffallend dieses Vorrücken, denn sie hat nach den älteren zuverlässigen Karten beträchtlich abgenommen. Das Vorrücken des Peipus zeigt auch die Luchtküste der Emamündung (Embachmündung), wo das sumpfige Emadelta (Embachdelta) deutliche Spuren der Landabnahme zeigt, das Land rückte hier einige km landeinwärts.

13. Der Raum der Grosskuppeln von Haanja (Hahnhof) ist das höchste Gebiet von Eesti. Diese Moränenlandschaft setzt sich nach Lettland fort. Dieses „Haanja- (Hahnhof-) Höhengebiet“ hat das mannigfaltigste Relief von ganz Eesti. Besonders im Norden ist das Gebiet hoch, hier befindet sich der Suur-Munamägi (Grosser Munamägi, siehe Abb. 27); gegen Süden verflacht es aber allmählich. Die Täler haben sich tief eingeschnitten, weshalb die zahlreichen Hügel mit den meist tiefen Seen der Landschaft einen besonderen Reiz verleihen. In dem Landschaftsbilde des Haanja- (Hahnhof-) Höhengebietes, welches fälschlich als „Haanjaplateau“ bezeichnet wird, befindet man sich nach den Untersuchungen von Philipp³ in der Region der Endmoränenzüge des Peipusungenbeckens, wie wir es an anderer Stelle (vergl. S. 25) erörtert haben. Im Osten verflacht das Gebiet und geht in das Petseri- (Petschur-) Plateau über, welches wiederum bei Irboska (Isborska) unvermittelt in die Ebene übergeht. Was die Täler anbetrifft, so treten postglaziale Täler spärlich auf. Bedeutend ist nur das enge Piusatal (Pimschetal), wo es noch einen nördlichen Ver-

1) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 116—118.

2) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 61.

3) H. Philipp, a. a. O. Abb. 2. auf S. 30.

lauf hat, in seinem weiteren östlichen Querverlauf befindet sich der Fluss in einem Urstromtal. (Siehe Einwerstkarte 85.) Recht charakteristisch für das Landschaftsbild in dem Petseri (Petschur) — Irboska- (Isborsk-) Gebiet ist das Vorhandensein der trockenen Täler¹. (Siehe die 9 neuen Einwerstkarten, welche der estnische Generalstab über das Petseri- (Petschur-) Gebiet angefertigt hat².)

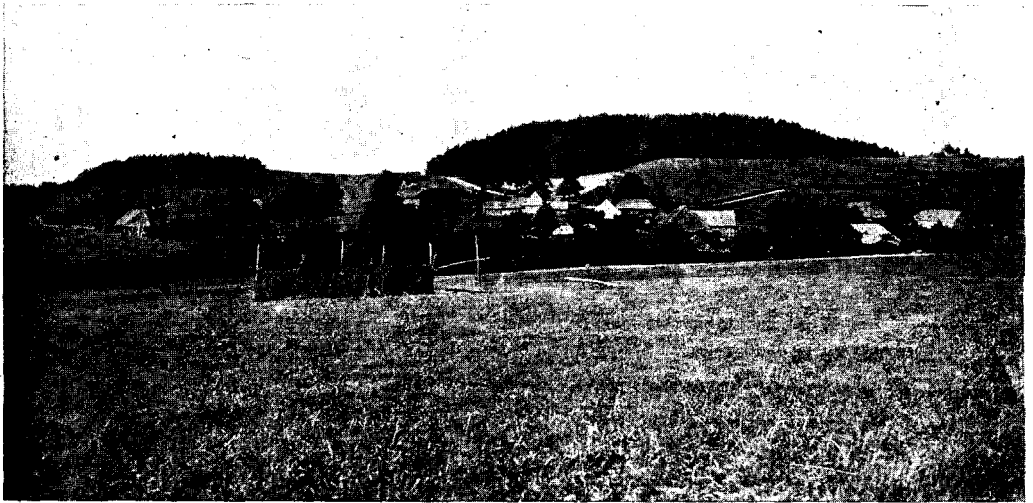


Abb. 27. Endmoränenlandschaft. Suur-Munamägi [Grosser Munamägi]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)
Zu S. 53.

* * *

14. Die Buckelgruppe von Ruhnu (Runö) ist eine besondere kleine Welt, die Granö wegen ihres eigenartigen Charakters als einen Oberflächenraum für sich ausgeschieden hat. Sie weist noch am meisten Ähnlichkeit mit der Ebene von Pärnu (Pernau) (Oberflächenraum 9) auf, es finden sich auch hier z. B. befestigte Dünen; doch hat sie betreffs ihrer Oberflächenplastik auch mit dem Westen des Landes (mit dem Oberflächenraum 2) Ähnlichkeit, die Buckel beider Oberflächenräume haben gemeinsame Züge.

1) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 172—177 und Fig. 29 auf S. 176.

2) M. Haltenberger, Der Stand des Aufnahme- und Kartenwesens in Eesti. — Publicat. Instit. Univ. Dorpat. Geogr. Tartu (Dorpat) 1925 № 5. S. 3.

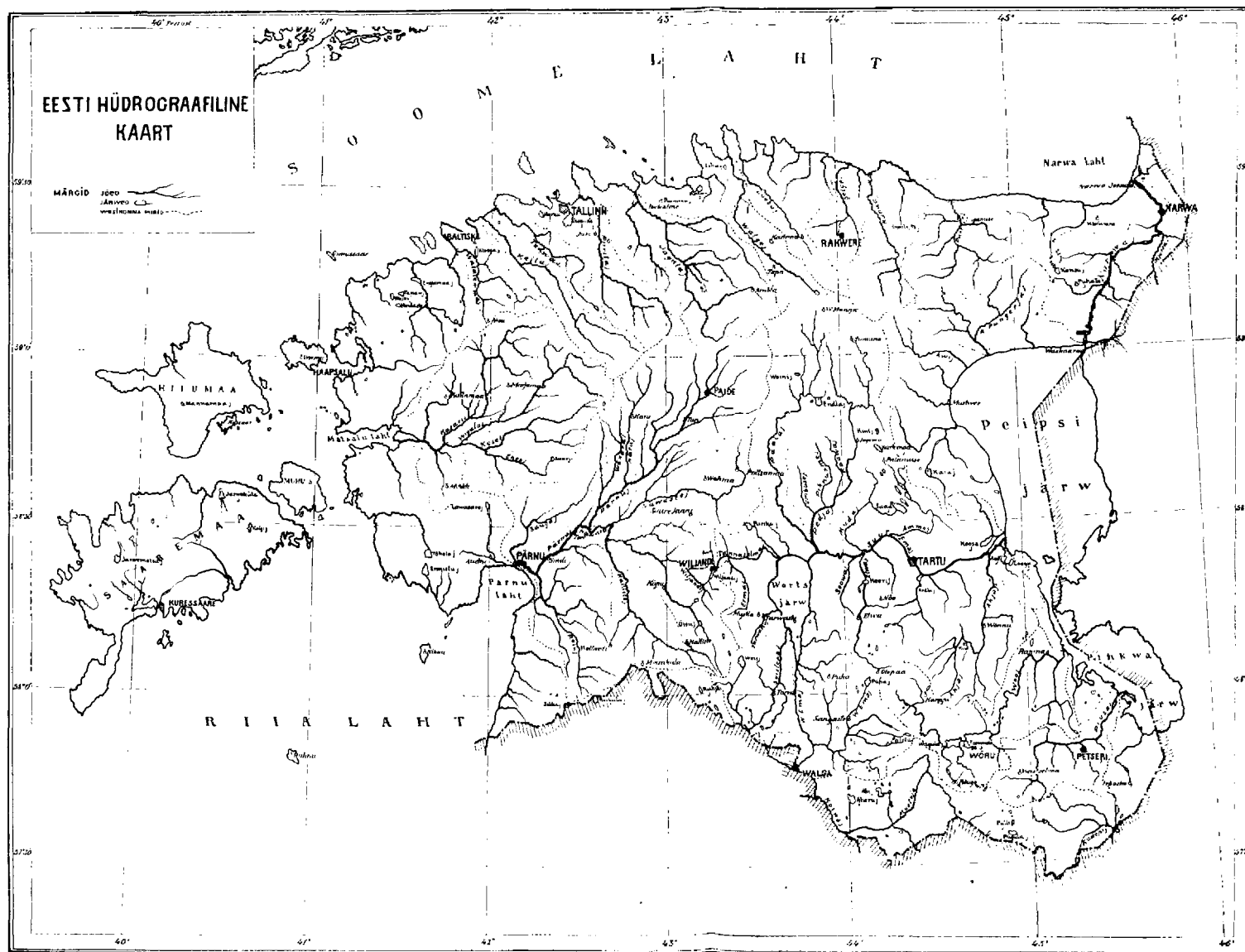


Abb. 28. Hydrographische Karte von Eesti. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)
 Zeichenerklärung. Flüsse. — Seen. — Grenzen der Stromgebiete Zu S. 55.

2. Das hydrographische Bild.

Das hydrographische Bild Eestis setzt sich aus den umgebenden Meeren und aus dem binnenländischen hydrographischen Netz zusammen. Dieses letztere wird durch die grosse Zahl der Seen, Sümpfe und Moore und durch die Flüsse gebildet. Eesti hat sozusagen an drei Seiten Meeresanteil, da neben dem Finnischen und dem Livischen Meerbusen die Peipusküste im Osten einem Meeresgestade gleichkommt. Eesti ist ein wasserreiches Land, doch kann es sich mit Finnland nicht messen, ihm gegenüber kann es nicht „das Land der tausend Seen“ genannt werden. Es hat ja etwa 120 Seen von einer Flächengrösse von je 0.03 qkm¹, mit den kleineren dagegen etwa 1000². Mit der Zunahme der Moränenmächtigkeit gegen Süden nimmt auch die Zahl der Seen im Süden zu. Die sumpfigen Niederungen nehmen auch eine beträchtliche Fläche ein, sie kommen sowohl als Strandwiesen, Strandsümpfe und Strandröhrichte in den Küstengebieten, wie auch als Sümpfe und Moore in dem Binnenlande, den höheren Süden ausgenommen, überall vor. Die Flusssysteme Eestis umspannen das ganze Land, die Flussläufe sind aber wenig lang und wenig mächtig, und auch nur einige von ihnen, und auch diese bloss auf kurzer Strecke oder streckenweise, sind befahrbar. Eine Ausnahme bilden nur der Narva jõgi (Narowa) und der Ema jõgi (Embach), der letztere die Hauptschiffahrtsader des Landes. — Die Elemente des hydrographischen Bildes sind also die Küstengewässer, die Seen, Sümpfe, Moore, und die Flüsse, die wir im Folgenden für sich behandeln wollen. (Siehe Abb. 28.)

A. Die Küstengewässer sind der Finnische Meerbusen, der Livische Meerbusen, das Estnische Zwischengewässer und das freie Baltische Meer oder Ostsee im Westen der grossen Inseln. Die Meeresgrenze des Landes liegt 4 Seemeilen weit von der Küste, dieser von der Grenzkommision ausgearbeitete Vorschlag ist aber gesetzlich noch nicht geregelt worden³. Die *physikalischen Ei-*

1) Aug. Vellner, Siseveed ja veejõud [Binnengewässer und Wasserkräfte] in „Eesti Loodus“ etc. S. 80.

2) Angaben der nicht veröffentlichten Originalkarte der „Seenkommision“ der Naturforscher-Gesellschaft.

3) Joh. Mey, Eesti rannik ja meri (Die Küsten und Meere Eestis) in „Eesti Loodus“ etc. S. 18.

enschaften der Küstengewässer spiegeln den allgemeinen Charakter der Ostsee wider. Die Küstengewässer Eestis tragen den Charakter eines seichten, wenig salzigen und kühlen Meerwassers. Die mittlere und grösste Tiefe der vier Teile der Küstengewässer zeigt folgendes Bild¹:

	Mittlere Tiefe in m	Grösste Tiefe in m
Finnischer Meerbusen	38	121
Liivi laht (Livischer Meerbusen)	22	53
Estnische Zwischengewässer	5	24
Ostsee westlich von Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) in der Nähe der Küste	etwa 20	—
Die ganze Ostsee	71	463

Am seichtesten sind also die westlichen Küstengewässer, wo eine ganze Reihe von „Untiefen“ die Schifffahrt erschweren. Im allgemeinen wird die Küste von Nord-Eesti (die frühere „estländische“ Küste) von Felsklippen, und diejenige von Süd-Eesti (die frühere „livländische“) von Sandbänken begleitet. Die gefährlichsten Felsklippen befinden sich im Norden und im Westen vor den Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel); und die Estnischen Zwischengewässer werden durch die vielen Sandbänke charakterisiert. Stein- und Blockriffe sind an den Küsten Eestis überall zu finden, liegt doch das Land im Bereich der Inlandeisvergletscherung, die dieses Steinmaterial geliefert hat. Besonders schlechten Ruf geniessen der Suur rahu (Neckmannsgrund) im Nordwesten von Hiiumaa (Dagö) und der Kuradi rahu (Teufelsgrund) an der Westküste von Saaremaa (Ösel) vor der kleinen Insel Vilsandi (Filsand). Steile Felsen ragen hier aus einer mittleren Tiefe von 15—20 m dicht bis unter den Meeresspiegel herauf, und es sollen an ihrem Fusse ganze Flotten liegen, „die sich im Laufe der Jahrhunderte in diesem nassen Grabe zusammengefunden haben“². „An mehrere der genannten, sowie an verschiedene andere den Schiffen gefährliche Punkte“ der „Küsten knüpfen sich teils auf Wahrheit, zumeist aber auf Dichtung beruhende Überlieferungen von See- und Strandraub, namentlich über Leute, die in stürmischen Nächten durch falsche Feuerzeichen Schiffe

1) Joh. Mey, Eesti rannik ja meri. S. 19—20.

2) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 74, 75, 75—76.

ins Verderben gelockt haben, um sie nachher auszuplündern“¹. (Siehe die dichterische Bearbeitung dieser Überlieferungen bei dem ungarischen Romanschriftsteller Maurus Jókai „Der Turm von Dagö“².) — Inbetriff der Tiefe der Ostsee finden wir teils die Tiefe der Randgewässer im Westen der zwei grossen Inseln, und teils diejenige der ganzen Ostsee angegeben. Die grösste Tiefe der Ostsee findet sich zwischen der Insel Gotland und Stockholm, 463 m, sie ist aber im Vergleich zu dem anderen Mittelmeer Europas, zu dem eigentlichen „Mittelmeer“ oder „Mittelländischen Meer“, eine verschwindend geringe. Vertritt doch das Mittelländische Meer den Typus eines tiefen Einbruchsmeeeres, seine grösste Tiefe beträgt 4404 m und die mittlere 1431 m³, während die Ostsee ein seichtes Ingressionsmeer ist. — Der Salzgehalt der estnischen Küstengewässer weist ihnen den Platz mit 0·5—0·8 ‰ Salzgehalt⁴ im Bereich der grossen mittleren Zone der Ostsee zu. Kleineren Salzgehalt hat nur das Innere des Finnischen Meerbusens und das Gebiet der Estnischen Zwischengewässer im Matsalu laht (Matzalsche Bucht), wo er sogar bis unter 0·2 ‰ sinkt. Diese Aussüßung ist auf das Kasari- (Kasarge-) Flusssystem zurückzuführen, wogegen im Haapsalu laht die Nähe des Finnischen Meerbusens, das Fehlen eines grösseren Flusssystems und die grosse Verdunstung einen grösseren Salzgehalt bedingt. Die estnischen Küstengewässer zeigen betreffs ihres Salzgehaltes folgende Verhältnisse⁵:

Vilsandi (an der Ostsee)	0·69 ‰
Tallinn ⁶ (im Westen des Finnischen Meerbusens) . . .	0·63 ‰
Pärnu laht (im Livischen Meerbusen).	0·60 ‰
Narva laht (im Osten des Finnischen Meerbusens) . . .	0·39 ‰
Matsalu laht (im Estnischen Zwischengewässer) . . .	0·18 ‰
[dagegen: Haapsalu ⁷ laht (im Norden des Estnischen Zwischengewässers)	0·68 ‰]

1) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 76.

2) „ „ „ „ „ „ S. 428.

St. v. Csekey, Der baltische „Seeräuber“ Baron Ungern-Sternberg. München 1926. (Im Druck.)

3) O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl. Stuttgart 1907. S. 144.

4) G. Braun, a. a. O. Abb. 8 auf S. 55.

5) Joh. Mey, a. a. O. S. 20.

6) Tallinn (deutsch Reval).

7) Haapsalu (deutsch Hapsal).

— Bezüglich der Temperatur des Wassers gilt im allgemeinen der Satz, dass die mittlere Jahrestemperatur des Oberflächenwassers der Ostsee um $\frac{1}{20}$ höher ist, als die durchschnittliche Lufttemperatur. Im August beträgt sie durchschnittlich $15-16.5^{\circ}\text{C}$, und im November $4.5-7^{\circ}\text{C}$ ¹. Die Temperatur im Finnischen Meerbusen ist im Sommer höher, als im Westen der Küstengewässer, da der Finnische Meerbusen ein geschlosseneres Becken darstellt, wo das Wasser sich besser erwärmen kann.

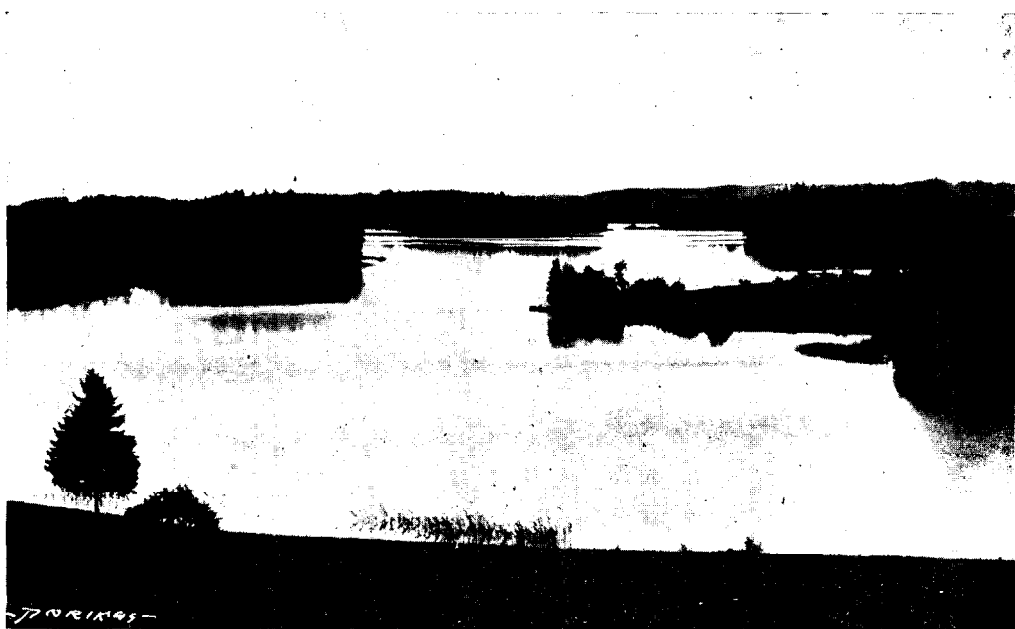


Abb. 29. Pühajärv [Heiligensee] in Tartumaa [Dorpater Kreis]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.) Zu S. 59.

Im Winter dagegen ist wiederum das Wasser der offenen See wärmer und dasjenige des Finnischen Meerbusens kälter. Diese Verschiedenartigkeit der Temperatur vergegenwärtigen z. B. die August- und Novembertemperaturen von Narva laht (Narowa-Bucht) und diejenigen der offenen Westküste von Hiiumaa (Dagö), wie dies aus folgenden Zahlen ersichtlich ist²:

1) Joh. Mey, a. a. O. S. 21—22.

2) Joh. Mey, a. a. O. S. 22.

	August	November
Narva laht	16·63° C	4·63° C
Ristna neeme (Landzunge von Ristna) auf Hiiumaa (Dagö)	15·72° C	6·99° C

Die niedrigste Temperatur der Meeresoberfläche der Ostsee ist 0·4° C.

B. Die Seen Eestis, deren grosse Zahl wir oben erwähnt haben, bedecken mit dem estnischen Teil des Peipus etwa 2050 qkm, also 5% des Staatsgebietes; ohne den Peipus dagegen nur etwa 420 qkm¹.

Bezüglich der Grösse könnte man drei Kategorien aufstellen. *a)* Als *grosse Seen* bezeichne ich in Eesti diejenigen mit einem Areal von über 10 qkm, *b)* *mittelgrosse Seen* sind diejenigen zwischen 1—10 qkm, und *c)* *kleine Seen* diejenigen von unter 1 qkm Grösse. Besonders gross ist die Zahl der letzteren; von den rund 1000 gehören 947 Seen zu dieser Gruppe, mittelgrosse sind 52 vorhanden, und grosse nur 2². — Die bekanntesten Seen Eestis verteilen sich bei diesen Grössenkategorien folgenderweise:

	Flächengrösse in qkm	Länge in km	Mittlere Grösste Tiefe in m
I. Peipus	3.583·08	143	— 17·64
Virts	275·09	35·2	3 6
II. z. B. Ülemiste (Oberer See) . . .	9·37		
S. Mulluta laht	7·64		
Saad	6·98		
Vagula	6·72		
Suur (Grosser) laht	5·95		
Endla	2·87		
Püha (Heiligensee) ³	2·56		
Tamula	2·54		
Viljandi (Felliner See)	1·49		
Väike (Kleiner) laht	1·24		
III. z. B. Kaali	0·002		

1) Aug. Vellner, A. a. O. S. 76, 80.

2) Die planimetrische Ausmessung der Flächengrösse erfolgte durch J. Rumma. (Siehe Anm. 1. auf S. 17.)

3) Siehe Abb. 29.

— Bezüglich der geographischen Verbreitung der Seen ist zu bemerken, dass sie in Süd-Eesti¹ in grösserer Anzahl vorhanden sind, dagegen ist Nord-Eesti² mehr versumpft. Der allgemeine glazialmorphologische Charakter des Landes trägt die Schuld, dass in dem mehr ebenen und kalkigen Silurgebiet, welches nur von einer dünnen Moränendecke überlagert ist, flache sumpfige Niederungen die hydrographische Eigenart des Landes bestimmen; — dagegen verleiht in dem mehr unregelmässigen Terrain des sandigen Devongebietes mit mächtigerer Moränendecke das Vorhandensein der Seen der Landschaft einen besonderen Reiz. Besonders reich an Seen ist das „Abdachungsgebiet“ des Peipus, wo etwa 80 % der sämtlichen Seen liegen³. — Die Seen Estis befinden sich in verschiedener Höhenlage. Die sog. „Lachten“ von Saaremaa (Ösel) sind eigentlich abgeschnürte Meeresbuchten⁴ und liegen sehr niedrig; der Kirikumäe-See im höheren Südosten des Landes westlich von Petseri (Petschur) liegt aber 182 m über dem Meeresspiegel. — Drei verschiedene Typen von Seen kann man bezüglich ihrer Entstehung unterscheiden, von denen die meisten glaziale Seen sind: a) die Erosionsseen, b) die Stauseen, und c) die Lachten. — a) *Glaziale Erosionsseen* sind z. B. der Peipus, Virtsjärv, Saadjärv, Endla-, Vagula- und Tamula järv. Davon vertritt der Saadjärv den geomorphologischen Typus eines „Drumlins“. Es würde sich lohnen, die Seen diesbezüglich einer näheren geomorphologischen Untersuchung zu unterziehen. b) *Stauseen* sind z. B. der Ülemiste järv (Oberer See) und der Pühajärv (Heiligensee). Der Ülemiste järv (Oberer See) südlich von Tallinn (Reval) liegt auf dem Glintplateau und wurde durch Dünen abgedämmt⁵; der Pühajärv (Heiligensee) dagegen in dem Endmoränengebiet von Otepää (Odenpäh) ist durch Moränen aufgestaut. c) *Lachten* sind die abgeschnürten Meeresbuchten an der Südküste von Saaremaa (Ösel) in der Umgebung von Kuressaare (Arensburg), solche sind der Suurlaht (Grosser Lacht), Väike-laht (Kleiner Lacht) und der Mullutalaht (Mullut-Lacht). — Die Seen gehen einer Verlandung ent-

1) Aug. Vellner, a. a. O. S. 80.

2) Aug. Vellner, a. a. O. S. 96.

3) Aug. Vellner, a. a. O. S. 80.

4) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 39.

5) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 43.

gegen, und besonders das Südende des Virtsjärv zeigt das Zuwachsen durch Vegetation sehr deutlich.

C. Sümpfe und Moore¹ bedecken etwa ein dreimal so grosses Gebiet, als die Seen. 15% (genauer 14·7%) des Staatsgebietes entfallen auf sie, sie bedecken also etwa ein Gebiet von 6800 qkm (genauer 6768 qkm). Als das Hauptverbreitungsgebiet der Sümpfe und Moore wurde bei den Seen schon Nord-Eesti genannt, und zwar das Abdachungsgebiet des Finnischen Meerbusens, wo etwa 60% sämtlicher Sümpfe und Moore zu finden sind. — Sümpfe kommen am meisten in den Niederungen der Flüsse und in der Umgebung des Peipus und des Virtsjärv vor, dagegen Moore vor allem in West- und Nord-Eesti, insbesondere im Pärnu- (Pernauser) und im Viljandi- (Felliner) Kreis². — Drei Typen von Mooren gibt es in Eesti, und zwar Hochmoore, Flachmoore und Übergangsmoore³. Die Hochmoore sind in der Mehrzahl; solche sind z. B. das Umbuse kõrgraba (Umbuse-Hochmoor) nördlich vom Virtsjärv, oder das Rääma (Ravasaar) nördlich von Pärnu (Pernau).

D. Die Flüsse Estis gehören zu drei Flussgebieten. a) Der Norden ist das Flussgebiet des Finnischen Meerbusens, b) der Westen und ein Teil des Südostens dasjenige des Liivi laht (Livischer Meerbusen), und c) der Osten das Abflussgebiet des Peipus. Narva- (Narowa-), Pärnu- (Pernau-) und Ema jõgi (Embach) deuten diese drei Abflussgebiete an. Sie erhalten ihre fliessenden Gewässer aus drei hydrographischen Zentren: aus dem Pandivere- (Pantifer-) Höhengebiet, aus dem Viljandi- (Felliner) Höhengebiet, und aus dem Otepää- (Odenpäh-) — Haanja- (Hahnhof-) Höhengebiet. Das Pandivere- (Pantifer-) Höhengebiet zeichnet sich vor den anderen zwei dadurch aus, dass es Flüsse nach allen drei Abdachungsrichtungen entsendet, die zwei anderen nur nach zwei Richtungen, nämlich beide nach dem Liivi laht (Livischer Meerbusen) und nach dem Peipus. Es sind also zwei Hauptwasserscheiden vorhanden: eine west-östlich verlaufende im Norden,

1) Siehe über die Sümpfe und Moore auch den Abschnitt über das „Pflanzenkleid“ Estis.

2) Edm. Spöhr, Eesti taimkatte lühike ülevaade [Kurze Übersicht der Pflanzendecke Estis] in „Eesti Loodus“ etc. S. 166.

3) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 243—247.

welche das Abflussgebiet des Finnischen Meerbusens von den beiden anderen sondert; und eine nord-südliche in der Mitte des Landes, welche wiederum das Abflussgebiet des Livischen Meerbusens von demjenigen des Peipus scheidet. — Die wichtigsten Flüsse der drei Abflussgebiete zeigt folgende Zusammenstellung, wobei ich auch die Länge der einzelnen Flüsse mitteile¹.

I. Abflussgebiet des Finnischen Meerbusens

Keila (Kegel)	93·8 km
Pirita (Brigitten)	98·0 "
Järgala (Jaggowal)	92·5 "
Narva ² (Narowa)	78·0 "

II. Abflussgebiet des Liivi laht (Livischer Meerbusen)

Kasari (Kasarge)	98·8 km
Vigala *	86·1 "
Pärnu (Pernau)	152·6 "
Navaste * (Nawast)	98·5 "
Halliste * (Hallist)	97·4 "
Sauga * ³ (Sauk)	59·1 "

III. Abflussgebiet des Peipus

Ema jõgi ⁴ (Embach)	209·0 km
Pedja * (Pedde)	120·7 "
Põltsamaa * (Pahle)	141·8 "
Ahja *	88·1 "
Amme * ⁵	50·0 "
Võhandu = Voo (Wo)	158·6 "
Tännasilm (Tennasilm)	30·5 "

Im allgemeinen sind die Flüsse Eestis also kurze Flussläufe, die längsten etwa 100—200 km, so dass letztere auch hinter den fin-

*) Nebenflüsse.

1) Auszug aus der Tabelle von Aug. Vellner (a. a. O. S. 85—86).

2) Nach den kurvimetrischen Messungen von J. Rumma.

3) Nach Aug. Vellner, Sisevete kaart [Karte d. inneren Gewässer], 1924. S. 34.

4) Nach den kurvimetrischen Messungen von J. Rumma und „Tartumaa“ [Dorpatser Kreis]. Tartu [Dorpat], 1925. S. 35.

5) „Tartumaa“ [Dorpatser Kreis]. Tartu [Dorpat] 1925. S. 264, 338, 519.

nischen und skandinavischen Flüssen des Ostseegebietes weit zurückbleiben. Die Dichte des Flussnetzes beträgt aber immerhin 0·3 km auf 1 qkm, also nur etwas weniger, als in den Flachländern Mitteleuropas (0·45)¹. Am dichtesten ist dieses hydrographische Netz im Westen des Landes, wo eine grosse Anzahl von kleineren Flüssen das Flussnetz recht engmaschig macht.

Zu einer näheren Untersuchung der Flüsse Estis, wie auch des ganzen hydrographischen Bildes bezüglich des Verhältnisses zwischen geologisch-petrographischem Bau, Oberflächengestaltung und Klima bedarf es eingehenderer Studien. Betreffs der Flüsse liegen schon Bemerkungen von Hausen² vor, der den Flüssen im Silurgebiet einen wesentlich anderen Charakter als im Devongebiet zuschreibt. Das wenig zerschnittene und kluftarme Peneplain im Silurgebiet unterscheidet sich von dem weniger ebenen und weniger ungestörten Devongebiet durch seine unruhige heutige Topographie. Bezüglich des postglazialen Erosionscharakters sieht Hausen³ wiederum eine Dreiteilung des Ostbaltikums vor, von welcher in Eesti das Silurgebiet und das Devonsandsteingebiet von Bedeutung sind. Das dritte postglaziale Erosionsgebiet, das Devonkalksteingebiet, beteiligt sich an dem Aufbau von Eesti nur in sehr untergeordnetem Grade. Als Charakterzüge des Silur- und des Devonkalksteingebietes sind dort das Jugendstadium der Flüsse und die Cañonbildung zu nennen⁴, im Devonsandsteingebiet dagegen die teilweise recht alte, aber unbedeutende Erosion und die oftmalige Benutzung der Urstromtäler durch heutige Flüsse. Übrigens lässt sich noch eine genauere Gliederung des hydrographischen Bildes vornehmen, indem als besondere Gebiete folgende Teile ausgeschieden werden können: a) das fingerförmige Flusssystem des Kasari jõgi (Kasargefluss), b) die kurzen Glintflüsse, c) der Ausfluss des Peipus durch die Narva, d) das ebenfalls finger- oder fächerförmige System des Pärnu jõgi (Pernafluss), e) das relativ reich verästelte Netz des Ema-Flusssystems nordöstlich vom Virtsjärv, und f) als eine im Ostbaltikum selten vorkommende Bewässerungserscheinung, das recht bedeutende Erosionstalsystem des Voo jõgi

1) W. Ule, Grundriss der Allgemeinen Erdkunde. 2. Aufl. Leipzig 1915. S. 173.

2) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 8—9.

3) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 137—138.

4) Siehe Abb. 25 auf S. 51.

(Wofluss) im Südwesten des Pihkva järv¹ (Pskowscher See). — An dieser Stelle soll nur noch die anthropogeographische Bedeutung des hydrographischen Bildes von Eesti kurz angedeutet werden². Näheres muss den Abschnitten über die wirtschaftliche und Siedlungsstruktur des Landes vorbehalten werden. Wenn wir die Schiffbarkeit der Küstengewässer und der zwei Seen, Peipus und Virtsjärv, wie auch die Nutzbarkeit der Moore zur Torfgewinnung und Vergasung zwecks elektrischer Kraftgewinnung ausser Acht lassen, haben wir hier nur die Bedeutung der Flüsse für das wirtschaftliche Leben zu erörtern. Die sämtliche Wasserkraft der Flüsse wurde auf 170.000 HP berechnet, davon wird heute aber nur 23.000 HP benutzt. Die Hälfte von der benutzten Wasserkraft liefert der Narva jõgi (Narowafloss), 12.500 HP, doch wird sie im ganzen auf 90.000 geschätzt. Bei einigen anderen Flüssen beträgt die „benutzte“ Wasserkraft folgende Werte³:

Ema (Embach)	3100 HP
Jägala (Jaggowal)	2200 „
Pärnu (Pernau).	2000 „
Kasari (Kasarge)	450 „
Keila (Kegel)	180 „

Dem Gefällcharakter der estnischen Flüsse entsprechend kommen in erster Linie diejenigen des Finnischen Meerbusens in Betracht, wo die Kraft des Flussnetzes auf 1 qkm berechnet mit 2·33 angegeben wird. Bei den Flüssen des Liivi laht (Livischer Meerbusen) wird sie mit 1·43 angegeben, bei denjenigen des Peipus-Abflussgebietes dagegen nur mit 1·12⁴.

3. Klima.

Eesti gehört seiner südlicheren Lage in dem Ostseegebiet nach in den Bereich des mitteleuropäischen Übergangsklimagebietes. Es besitzt ein mässig kühles Klima, indem die Tempe-

1) H. Hausen, Über die Entwicklung etc. S. 5—6.

H. Hausen, Materialien zur Kenntnis etc. S. 95.

2) M. Haltenberger, Der wirtschaftsgeographische Charakter der Städte der Republik Eesti. — Publicat. Instit. Univ. Dorpat. Geogr. № 3. Tartu (Dorpat) 1925. S. 7—8.

3) Aug. Vellner, a. a. O. S. 76, 77, 94.

4) Aug. Vellner, a. a. O. S. 95.

ratur durchschnittlich 4 Monate lang über 10°C ist¹. Es gehört also noch in den „Eichenklimagürtel“ von Köppen. In diesem mathematischen Rahmen des Ostseegebietes macht sich aber für das klimatische Bild des Landes auch seine Meerferne und Höhenlage geltend. Diese natürlichen Bedingtheiten bestimmen also das Klima der verschiedenen Teile Eestis. Nach V. Kurrik² kann man vier klimatische Regionen unterscheiden, und zwar zwei maritime und zwei kontinentale Regionen. Es gibt eine gemässigte und eine kühle „maritime“ Region, und ebenfalls eine gemässigte und eine kühle „kontinentale“ Region. Die gemässigte maritime Klimaregion ist das Gebiet der westlichen Inseln: Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel), die kühle maritime Region die W- und N-Küste des Landes; die gemässigte kontinentale Region das Tiefland und die kühle kontinentale Region das Hochland.

a) Die mittleren Jahrestemperaturen³ zeigen folgende Verhältnisse:

Maritime	{	gemässigte Region	—→	westliche Inseln	5·7° C
		kühle	„ —→	Westküste	4·9
				Nordküste	4·7
Kontinentale	{	gemässigte	„ —→	Tiefland	4·5
		kühle	„ —→	Hochland	3·9

Die mittleren Januar- und Julitemperaturen⁴ wie auch die absoluten Maxima und Minima zeigen in diesen Regionen folgendes Bild:

			mittl. Jan.	mittl. Juli	Minimum	Maximum
M.	{	g. —→ westl. I.	—3·1	16·6	—25·5	30·4
		k. —→ W-K.	—4·9	16·6	—34·8	34·1
		N-K.	—5·7	17·0	—32·6	33·5
K.	{	g. —→ T.	—6·5	17·0	—36·2	35·2
		k. —→ H.	—7·0	16·8	—	—

1) V. Kurrik, Eesti kliima [Klima von Eesti] in „Eesti Loodus“ etc. S. 62.

2) V. Kurrik, Eesti kliima valdkonnad [Klimaregionen von Eesti]. „Loodus“ [Die Natur], Tartu [Dorpat] 1924. S. 473—474.

3—4) Ausgewählt aus der von V. Kurrik mitgeteilten Tabelle in „Eesti Loodus“, S. 65.

Der grosse Unterschied zwischen dem maritimen und kontinentalen Klima ist nur im Winter wahrzunehmen, in dieser Jahreszeit ist z. B. im Januar 4° Unterschied in dem Klima der Inseln Hiiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel) (-3.1°), und in demjenigen des Hochlandes (-7.0°) zu beobachten. Eine sehr grosse Amplitude hat Rakvere (Wesenberg) in dem Pandivere- (Pantifer-) Höhegebiet, wo sich der Januartemperatur von -7.6° eine Julitemperatur von 17.3° gegenüberstellt. Die Amplitude beträgt also 24.9° . — Der bogenförmige Verlauf der Januarisothermen spiegelt sich sehr deutlich an den zwei Meeresseiten des Landes wider, die Konvexität der Bogen ist nach

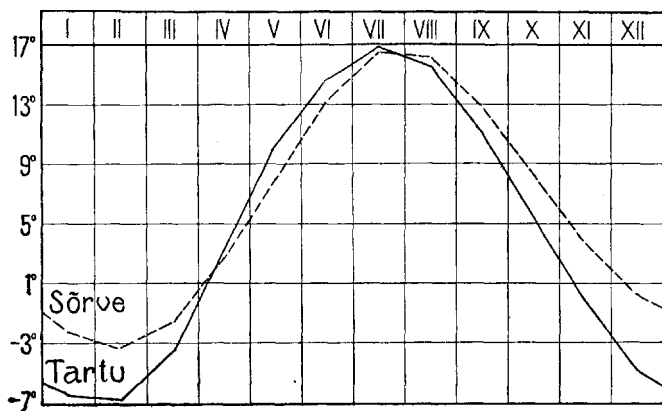


Abb. 30. Jährliche Temperaturkurve von Tartu [Dorpat] und Sõrve [Sworbe] auf der Insel Saaremaa [Ösel]. (Übernommen aus „Eesti Loodus“ mit Genehmigung des Kultusministeriums.)

Westen gerichtet. Die Juliisothermen verlaufen horizontal wellenförmig (siehe Abb. 31 und 32). — Bezüglich der Temperatur des ganzen Landes steht für das Jahresmittel 4.7° , für das Januarmittel -5.4° und für das Julimittel 16.8° fest. — Die Jahreszeiten des Landes sind recht verschiedenartig ausgebildet. Im „Winter“ ist in Eesti nicht der Januar, sondern der Februar der kälteste Monat, um 1° kälter als der Januar. Strenger Winter herrscht in Rakvere (im Januar -7.6°) und sehr milder auf der Halbinsel Sõrve (Sworbe) auf Saaremaa¹ (im Januar -2.2°). Der „Frühling“ (April) ist recht warm in Tartu (3.5°),

1) Für Sõrve (Sworbe), verglichen mit Tartu (Dorpat), siehe Abb. 30.

Viljandi ($3^{\circ}6'$) und Narva-Jõesuu ($3^{\circ}6'$). Der „Sommer“ zeigt keine Besonderheiten. Der „Herbst“ ist recht warm auf der Halbinsel Sõrve (Sworbe) auf Saaremaa (Ösel), wo er im Oktober $8^{\circ}3'$ hat. — Der Einfluss der Temperaturverhältnisse auf das wirtschaftliche Leben des Landes äussert sich sowohl in dem Zufrieren der Gewässer, d. h. in der Dauer der Eisdecke, wie auch in dem Auftreten des ersten bez. des letzten Nachtfrostes im Jahre. Die Tabelle von Kurrik¹, deren Angaben ich geographisch geordnet habe, lässt einen guten Einblick in die Eisverhältnisse der Gewässer Estis zu,

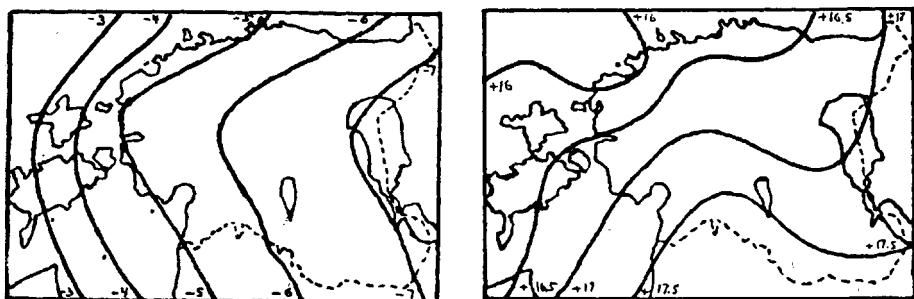


Abb. 31—32. Januar- und Juliisothermen von Eesti (nach dem „Eesti statistiline album“).

wo wiederum der Unterschied zwischen der maritimen und der kontinentalen Seite des Landes zum Ausdruck kommt.

(Siehe die Tabelle auf der folgenden Seite.)

Die „binnenländischen Gewässer“ (1. Gruppe in der Tabelle) bedecken sich schon frühzeitig mit Eis. Die Dauer der Eisdecke ist sehr beträchtlich, über 100 Tage. Von Ende November bis Mitte April ist Eis auf dem Virtsjärv (Wirtzjärv), Pärnu (Pernafluss) und Ema jõgi (Embach). Der „Finnische Meerbusen“ (2. Gruppe) zeigt grundverschiedene Eisverhältnisse im Osten (Narva-Jõesuu 86) und im Westen (Tallinn 48, Vormsi 22). Die „Estnischen Zwischengewässer“ (3. Gruppe) sind recht lange mit Eis bedeckt (85—123 Tage). Der „Liivi laht“ (Livischer Meerbusen) wiederum trägt in den Buchten etwa 100 Tage lang Eis (Pärnu laht 117, Kuresaare laht 93), an Küsten im offenen Meer dagegen nur etwa 30—40 Tage (Ruhnu 32, Sõrve 42). — Die Eisverhältnisse der Küstengewässer in den

1) V. Kurrik, in „Eesti Loodus“ etc. S. 71.

Name der Gewässer	Erstes Eis	Zufrieren	Dauer	Auftauen	Verschwin- den des Eises
Virtsjärv (Wirtzjärv) . . .	—	20. Nov.	142	11. Apr.	—
Pärnu jõgi (Pernafluss) .	—	2. Dez.	133	14. Apr.	—
Ema jõe suu (Embachmünd.)	—	29. Nov.	125	3. Apr.	—
Ema jõgi (Embach) bei Tartu	—	28. Nov.	119	27. März	—
Narva-Jõesuu (Hungerburg) ¹	26. Nov.	4. Febr.	86	2. Mai	19. Mai
Tallinn, reid (Reede von Reval)	—	—	48	—	—
Vormsi (Worms)	10. Dez.	6. Febr.	22	28. Febr.	26. Apr.
Haapsalu laht (Hapsalsche Bucht)	14. Dez.	20. Dez.	123	22. Apr.	23. Apr.
Soela väin (Soela-Meerenge)	16. Dez.	5. Jan.	95	10. Apr.	21. Apr.
Muhu väin (Moonsund) . .	8. Dez.	6. Jan.	85	1. Apr.	28. Apr.
Pärnu laht (Pernauscher Meerbusen)	25. Nov.	18. Dez.	117	14. Apr.	23. Apr.
Kuresaare laht (Arensburger Meerbusen)	10. Dez.	31. Dez.	93	3. Apr.	23. Apr.
Sõrve (Sworbe)	10. Jan.	2. Febr.	42	16. März	11. Apr.
Ruhnu (Runö)	16. Jan.	6. Febr.	32	10. März	28. Apr.

Wintern 1922—23 und 1923—24 vergegenwärtigen die kleinen Karten im Statistischen Album (S. 10—11). Hier fällt es besonders auf, wie sich das Zufrieren des Finnischen und des Liivi laht (Livischer Meerbusen) aus je einem Zentrum entwickelt. In dem Finnischen Meerbusen liegt dieses Zentrum im östlichen inneren Winkel des Busens im Narva laht (Narwscher Meerbusen); und in dem Liivi laht in den Estnischen Zwischengewässern, wie auch in dem eigentlichen Liivi laht in den zwei oben erwähnten, sich gegenüber liegenden Küstenbuchten: im Pärnu- (Pernauschen) Meerbusen und im Kuresaare laht (Arensburger Meerbusen). Selbst zur Zeit der grössten Eisdecke, im März, sind der zugefrorene Finnische und Liivi laht nur durch einen sehr schmalen zugefrorenen Küstenstreifen an der NW-Ecke Eestis verbunden, wo sich also Tallinn (48 Tage zugefroren) und Vormsi (22 Tage) befinden. Im Winter kommt das Eis als Verkehr fördernd in Betracht, indem sowohl durch das Muhu väin (Moonsund) nach

1) Die Angaben über Narva-Jõesuu sind dem „Meteoroloogია Aastaraamat“ [Meteorologisches Jahrbuch], Tartu [Dorpat] 1923. S. 232 entnommen.

Hiumaa (Dagö) und Saaremaa (Ösel), wie auch über den Peipus nach Russland ein freier und fester Eisweg führt¹. Über die offene Ostsee kann man nur in besonders kalten Wintern verkehren, wie es übrigens „zwischen Dänemark, Schweden, Deutschland und unseren Gebieten“ schon „wiederholt stattgefunden hat“². — Zur Charakterisierung der frühzeitigen ersten bez. der verspäteten letzten Nachtfröste führe ich hier nur die Küstenstadt Pärnu (Pernau) im Gegensatz zu dem binnenländischen Tartu (Dorpat) an³:

Pärnu 14. Okt. bez. 26. Apr.

Tartu 2. Okt. bez. 8. Mai

b) Eesti ist ein genügend niederschlagreiches Land, so dass die Menge und Verteilung der **Niederschläge** für die Landwirtschaft ausreichend ist. Das Jahresmittel beträgt 535 mm. Die nördliche Hälfte des Landes ist weniger niederschlagreich, die südliche dagegen dank der grösseren Erhebungen reicher. Zerlegt man das Land in vier äquatoriale Streifen, so zeigen die Niederschlagsmengen der einzelnen Gebiete folgende Verteilung⁴:

	21°20' F	22°20' E	23°20' D	24°20' C	25°20' B	26°20' A	28°20' Mittel
1 59°40'	476	502	501	534	581	555	525
2 58°50'	485	520	451	573	544	530	517
3 58°20'	524	550	Meer	593	571	527	553
4 57°50'	Meer	590	Meer	Lettl.	Lettl.	557	574
57°30' Mittel	495	540	476	567	565	542	535

Die nördlichen Streifen haben also im Mittel 525 und 517 mm, dagegen die südlichen 553 und 574 mm. — Als extreme Werte gelten diejenigen von Kuivastu (Kuiwast) auf der Insel Muhu (Moon) mit 336 mm, und Käru (Kerro) westlich von Paide (Weissenstein) mit 688 mm. — Die jahreszeitliche Verteilung der Niederschlagsmenge⁵ für die Stadt Tartu (Dorpat) zeigt nach 58-jähriger Beobachtung, dass die

1) V. Kurrik, in „Eesti Loodus“ etc. S. 72.

2) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 88.

3) V. Kurrik, a. a. O. S. 67.

4) V. Kurrik, a. a. O. S. 68.

5) V. Kurrik, a. a. O. S. 69.

Sommermonate Juni, Juli, August die niederschlagreichsten sind, während der Wintermonat Februar und die Frühlingsmonate März und April die niederschlagärmsten sind.

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Niederschlags- menge in mm	35	29	26	30	46	65	81	79	57	49	45	43	585
Niederschlags- tage	18	15	15	13	13	13	15	17	15	16	18	19	187

Die *durchschnittliche jährliche Dicke* der Schneedecke ist im Innern des Landes im allgemeinen grösser als in den Küstengebieten, nur die Insel Ruhnu (Runö) macht eine Ausnahme¹.

Paide (Weissenstein)	32 cm	Kuressaare (Arensburg)	24 cm
Tartu (Dorpat) . . .	29 „	Nordküste	20 „
Rakvere (Wesenberg)	29 „	Sörve (Sworbe) . . .	13 „
		Vilsandi (Filsand) . .	3 „
		Ruhnu (Runö)	32 cm

Der *grösste gemessene Individualwert* beträgt nach J. Letzmann² in dem Zeitraume vom Herbst 1891 — Frühjahr 1910 in Pärnu 85 cm, doch kommen auf gleichmässig verschneiten Waldlichtungen und sonst an günstigeren Stellen auch Höhen über 100 cm vor, ohne dass es sich um ausgesprochene Schneeverwehungen als Folge von Schneestürmen handelt. Letztere können ausnahmsweise 2—3 Tage dauern und so bedeutende Schneemassen anhäufen, dass Eisenbahnzüge auf offener Strecke bis 24 Stunden eingeschneit liegen bleiben müssen. — Betreffs des *Vorhandenseins des Schnees im Jahre* zeichnet sich Eesti dadurch aus, dass z. B. in Tartu nur die Monate Juli und August ganz frei von jedem Schneefall sind. Eine dauernde Schneedecke tritt jedoch im Mittel im grössten Teil Eestis, hauptsächlich in NO-Eesti, in der ersten Dekade des November auf und verspätet sich auf den westlichen Inseln, sowie im westlichen Küstengebiet bis zur zweiten Dekade des Monats. Von Mitte November ab haben wir somit im ganzen Gebiet messbare Schneehöhen. Die Schicht verschwindet im östlichen Teil Eestis in der letzten Aprildekade, hält sich jedoch auf den Inseln bis in die erste

1) V. Kurrik, a. a. O. S. 70.

2) J. Letzmann, Die Höhe der Schneedecke im Ostbaltischen Gebiet. — Acta et Comm. Univ. Dorp. A II. 3. Dorpat 1921. S. 29.

Dekade des Mai. Recht interessant charakterisiert J. Letzmann¹ die *Eigentümlichkeit des jährlichen Ganges der Schneehöhe* in der Weise, dass er betont, dass in manchen Jahren schon in der zweiten Hälfte des Oktober eine zeitweilige Schlittenbahn und 20—30 cm Schnee vorhanden ist. Dann kann man das für die herbstliche Schneelandschaft so recht eigenartige und klimatisch bemerkenswerte Bild sehen, dass der Drusch des Sommerkorns stellenweise bei leichtem Frost innerhalb einer Schneelandschaft zu Ende geführt werden muss, wie dies auch im Jahre 1922 bei Tartu geschah. Ein eigenartiges Landschaftsbild lieferte auch die erste Hälfte des Oktober vorigen Jahres, als das Laub der Laubbäume mit Schnee beladen erschien. — Auf der anderen Seite kann man aber auch Jahre erleben, in denen noch im Januar und Februar völlige Schneelosigkeit vorübergehend oder dauernd herrscht, wie z. B. im Jahre 1910 und 1925.

c) Für die Beurteilung des Klimas inbezug auf das wirtschaftliche Leben des Landes nicht unwesentlich ist die Kenntnis der **Bewölkung** und der **Besonnung**. Die Vegetationsperiode hängt eng mit diesen zusammen. Recht viel „bewölkte“ Tage gibt es in Tartu, im Südosten des Landes und im Westen, wo die Zahl dieser jährlich 177, 160 bez. 135 beträgt. Im Gegensatz zu diesen ist die Zahl der „unbewölkten“ Tage recht gering, in Tartu z. B. nur 34. Die Zahl der „Sonnenstunden“ gibt das Mass der Besonnung an. In Tartu hat man jährlich 1670 Sonnenstunden, also Tartu hat diesbezüglich etwa mitteleuropäischen Charakter (in Wien 1810). In dem sonnigen Südeuropa, im Mittelmeergebiet steigt die Zahl der Sonnenstunden z. B. in Madrid etwa bis 3000 (genauer 2930) an, wogegen sie in dem stark nebeligen Insellande Westeuropas, z. B. in London, nur etwas über 1000 beträgt (genauer 1030)². Der Vegetationsperiode der Pflanzen in Eesti kommen die langen Tage des Sommerhalbjahres bei der nördlichen Lage des Landes als Rekompensation für die niedrigere Temperatur zugut.

d) Jetzt sind noch die **Luftdruckverhältnisse** bei dem Klima Eestis zu erörtern. Gelegen in einem barometrischen Tiefdruckgebiet (siehe Abb. 33 u. 34), wo mehrere barometrische Minima Eesti etwa in west-östlicher Richtung als Hauptzugstrasse

1) J. Letzmann, a. a. O. S. 48 ff.

2) V. Kurrik, a. a. O. S. 72—74.

benutzen, wird das Wetter Eestis durch den Westen und den Südwesten des Ostseegebietes bestimmt¹. Dadurch erhält das Klima jenen „mitteleuropäischen“² Charakter, den K. R. Kupffer als „einen Übergang vom subozeanischen im Westen zum subkontinentalen im Osten“ bezeichnet³. Die vorherrschenden Winde in Eesti sind der allgemeinen Lage im Ostseebereich gemäss die SW- und W-Winde. An der N-, NW- und W-Küste Eestis sind aber die NW-Winde sehr gefährlich. Als periodische sog. Wechselwinde sind nur in andauernd schönen Zeiten die „Land- und Seewinde“ zu nennen, welche die Erwärmung des Meerwassers im Sommer verschiedenartig beeinflussen⁴. Weht der

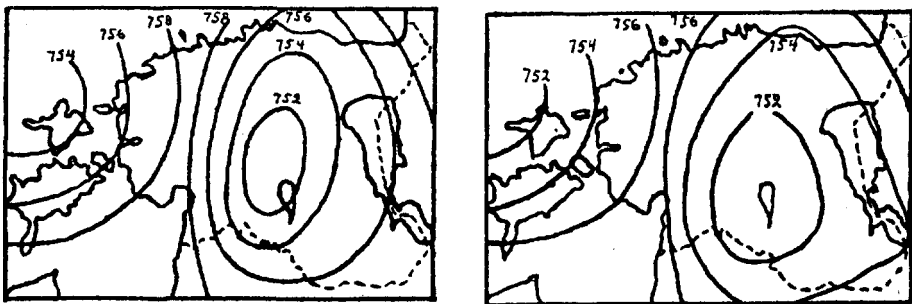


Abb. 33—34. Luftdruckverhältnisse in Eesti im Januar und Juli (nach dem „Eesti statistiline album“).

Landwind, so wird das erwärmte Oberflächenwasser vom Ufer zurückgetrieben; bei dem Seewind dagegen eben dem Ufer zugeführt. Bei dem Landwind tritt an Stelle des zurückgetriebenen wärmeren Oberflächenwassers kühleres Tiefenwasser. — Die stürmischste Jahreszeit ist der Winter, dann der Herbst und der Frühling. Der Sommer ist am windstillsten⁵.

Neben der örtlich durch die Nähe wichtiger Zyklonenstrassen bedingten grossen Veränderlichkeit des Wetters von Tag zu Tag werden die Witterungserscheinungen in Eesti u. a. durch das relativ häufige Auftreten von atmosphärischen Wirbeln mit geringem Durchmesser, sog. „Windhosen“ oder „Tromben“, charak-

1) K. R. Kupffer, Grundzüge der Pflanzengeographie etc. S. 44—45.

2) M. Haltenberger, Gehört das Baltikum etc. S. 7.

3) K. R. Kupffer, Grundzüge der Pflanzengeographie etc. S. 45.

4) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 87—88.

G. Braun, a. a. O. S. 59.

5) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 84.

terisiert. Es ähnelt Eesti darin seinen ostbaltischen Nachbarstaaten, besonders Lettland, ferner Schweden, dem NW-Küstengebiete Deutschlands (Oldenburg), sowie der Gegend von Paris, wo nach W. Köppen und A. Wegener diese Erscheinungen ebenfalls verhältnismässig häufig auftreten¹. Neben zahlreichen Wasserhosen, welche der Küstenbevölkerung eine ganz bekannte Erscheinung sind, treten auf dem Lande als Begleiterscheinungen starker Cumulus-Bildung echte Windhosen auf, die Häuser abdecken oder zerstören und in den Wäldern charakteristische Bruchspuren in der Form langer schmaler Streifen hinterlassen. Die Breite dieser „Åsgårdswege“, wie sie auch in Schweden bekannt sind, schwankt zwischen 100 und 1500 m, die Länge der Bahn kann von einigen hundert Metern bis zu 82 km² betragen und zeigt dabei häufig örtliche Unterbrechungen, Seitensprünge, Teilungen, Wiedervereinigungen u. s. w. Die Zerstörungen können ganz beträchtlich sein und denjenigen schwächerer Tornados ähneln, wie z. B. am 22. Mai 1872, als eine starke Trombe z. T. durch lettisches, z. T. durch estnisches Territorium zog und dabei 25 Güter, 74 Bauernhöfe teilweise oder ganz vernichtete, eine Kirche beschädigte und eine andere trotz ihrer massiven Steinwände gänzlich zerstörte. Die Anzahl der zu Schaden gekommenen Menschen betrug an diesem Tage 7 getötete und 14 verwundete, wobei dank dem glücklichen Umstand, dass der Wirbel an mehreren Städten vorüberzog, ohne sie zu erfassen, bedeutend grössere Opfer an Menschenleben vermieden wurden. Nach den Untersuchungen von J. Letzmann kommen in Eesti im Mittel 2 Erscheinungen dieser Art im Laufe eines Jahres vor.

4. Das Pflanzenkleid.

Die Köppensche Bezeichnung „Eichenklimagürtel“ gegenwärtigt uns am klarsten die enge Verbindung der Vegetation mit dem Klima. Neben dem Klima kommen auch der Boden, die Oberflächengestaltung und Florengeschichte in Be-

1) A. Wegener, Wind- und Wasserhosen in Europa. Braunschweig 1917. S. 87, 88.

2) J. Letzmann, Die Peipus-Trombe am 3. Aug. 1922. — Sitzungsberichte d. Naturforscher-Gesellschaft bei der Univ. Dorpat 1923. Band XXX, S. 8.

J. Letzmann, Tromben im Ostbaltischen Gebiet. — Dasselbst Bd. XXIV, 1918/19.

tracht, das wichtigste von allem bleibt aber der Einfluss des Klimas auf das „natürliche“ Pflanzenkleid. Das „natürliche“ Pflanzenbild Eestis ist nach Kupffer¹ ein Teil jenes Ostbaltischen Gebietes, welches „eine natürliche pflanzengeographische Einheit niederen Ranges“ bildet, und zwar den Ostbaltischen Florenbezirk „der baltischen Provinz des eurasiatischen Waldbereiches im holarktischen Florenreich“. Dieser Ostbaltische Florenbezirk, dessen pflanzengeographischen Platz die sehr eingehenden Forschungen von Kupffer bestimmt

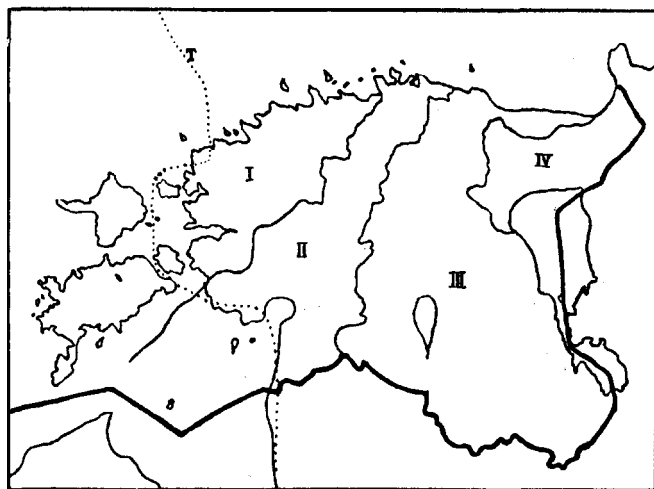


Abb. 35. Vegetationsgebiete von Eesti mit der Taxusgrenze [T]. (Nach J. G. Granö und Edm. Spohr.)

haben, ist ein Waldland mit vielen Sümpfen, Mooren und Wiesen. Die Beteiligung des Waldes beträgt noch immer etwa 20%, und diejenige der Sümpfe und Moore etwa 15%². Spohr schildert die Pflanzendecke des Landes in 6 Vegetationshaupttypen³, deren geographische Verbreitung er mit Granö nach Ausschluss der Wasservegetation und Hinzufügung der Felder zu 4 Vegetationsgebieten zusammenfasst (siehe Abb. 35).

1) K. R. Kupffer, Grundzüge der Pflanzengeographie etc. S. 103.

2) Edm. Spohr, Eesti taimkatte lühike ülevaade [Kurze Übersicht der Pflanzendecke Eestis] in „Eesti Loodus“ [Natur von Eesti] etc. S. 150.

3) Wälder, Gehölzwiesen, Alvarvegetation, Wiesen, Sümpfe und Moore, Wasservegetation.

a) Die westlichen Inseln und NW-Eesti sind **das Gebiet der Gehölzwiesen und Alvarvegetation**. Die *Gehölzwiesen* oder *Laubwiesen* sind eine eigenartige Mischung von Wald (Laubwald) und Wiese¹. Der viel zu nasse Boden erlaubt nicht das Aufkommen eines eigentlichen Waldes. Andererseits entwickelt sich da, wo das Gebiet nur eine dünne Bodenschicht aufweist, ein monotones Vegetationsbild, das der *Alvarlandschaft*². Hier ist die Vegetation sehr undicht und mangelhaft, an niedrigen Sträuchern kommt vor allem Wacholder (*Juniperus communis* L.) vor. — Recht bezeichnend ist für dieses erste Vegetationsgebiet Eestis auf den Inseln das Vorhandensein von *Eibe* (*Taxus baccata* L.) und *Efeu* (*Hedera helix* L.). Die Ostgrenze der „Eibe“ verläuft durch die Estnischen Zwischengewässer in der Weise, dass die Inseln Vormsi (Worms) und Muhu (Moon) floristisch zu dem kontinentalen Teil Eestis gehören und keine Eiben besitzen. Auf dem Kontinent beschränkt sie sich nur auf einen kleinen Zipfel südöstlich von der Insel Osmussaar (Odensholm) und südwestlich von Pärnu (Pernau) auf die Halbinsel von Töstamaa (Testama). Der „Efeu“ ist eine noch mehr Wärme liebende Pflanze, er kommt nur auf der Insel Saaremaa (Ösel) und insbesondere auf deren westlichem Teil vor.

b) Das zweite Vegetationsgebiet ist **das Gebiet der Wälder und Moore**. Von der Insel Ruhnu (Runö) erstreckt sich dieses Gebiet, sich immer verschmälernd, von dem breiteren Pärnu laht- (Pernauscher Meerbusen-) Gebiet bis Kunda laht (Kundascher Meerbusen) an der Nordküste, wo es nur noch ein schmaler Streifen ist. — Die Wälder sind vor allem Nadelwälder, also nicht so wie in dem vorigen Vegetationsgebiet der „Gehölzwiesen und Alvarvegetation“, wo das Laubgehölz eine wichtige Rolle spielte. Von den Koniferen ist für das Gebiet der Wälder und Moore die Fichte (*Picea excelsa* Lk.) der Charakterbaum, die wegen ihrer ökologischen Überlegenheit die anderen Koniferen allmählich verdrängt. Von den Laubbäumen des vorigen Vegetationsgebietes kommt der Eiche (*Quercus pedunculata* Ehrh.),

1) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 306.

2) Im Einklang mit schwedischen Forschern versteht man unter *Alvarvegetation* die eigentümliche tritten-, wiesen- und steppenartige Pflanzendecke auf dem flachgründigen, wenig verwitterten, bez. aus Fels-trümmern bestehenden Boden des flachanstehenden silurischen Kalksteins mit stellenweise nackten Felspartien.

eine besondere Rolle zu, da sie früher viel weiter verbreitet war; mit der Umwandlung mancher Wälder in Ackerland musste sie aber weichen. In ganz Eesti gibt es etwa dreimal soviel Nadelwald als Laubwald, 72·3 und 27·7%¹. — Die Moore sind Flachmoore, Hochmoore und Übergangsmoore, wie wir sie schon in dem hydrographischen Bild des Landes kennen gelernt haben. Die Charakterpflanzen der Flachmoore (Niederungs-, Grün-, Wiesen-, Grasmoores), — welche nach Kupffer am besten als „Grassümpfe“ bezeichnet werden könnten, — sind vor allem die verschiedenen Carex-Arten. Mit der Einwanderung von Torfmoosen (Sphagnum) wandelt sich allmählich das Flachmoor in ein Hochmoor oder „Moosmoor“ um, wo im Torfmoospolster wie in einem Schwamm Wasser aufgesogen wird. Die Mitte des Hochmoores ist infolge des besseren Wachstums der Moose höher gelegen und trägt dann in der Regel Tümpel, sog. Moorfenster. Dieser eigenartige Charakter des Querschnittes eines Moores, welches dem Glasdeckel einer Taschenuhr ähnlich ist, gab den Anlass, sie Hochmoore zu nennen, wobei die Höhenlage des Gebietes nicht von Bedeutung ist. Das Übergangsmoor ist ein Glied in dem vollen Entwicklungsgang eines Flachmoores zu einem Hochmoor. — Beginnt ein Hochmoor zu verdorren, so geht es „in eine Heide über, auf die, wenn der Torfboden hinreichend verwest ist“, „Wald folgen kann“². Der Wald kann aber wiederum durch das Moor verdrängt werden, wofür wir in Eesti etliche Beispiele finden. (Vergl. die Untersuchungen von E. Markus³ im Alatskiwi- (Allatzkiwi-) Gebiet am Peipus.)

c) Die östliche Hälfte Eestis ist fast ganz das **Vegetationsgebiet der Felder und Wiesen**. Es ist das Kulturgebiet des Ackerbaues und der Viehzucht. Im ganzen Lande gibt es etwa 23·5% Felder, 24% Wiesen und 17% Weiden⁴. Besonders die grosse Prozentzahl von Wiesen und Weiden (zusammen rund 40%)

1) Statistika Keskbüroo [Statistisches Zentralbureau], Eesti statistiline album [Statistisches Album von Eesti]. Band I. Tallinn [Reval] 1925. S. 14.

2) K. R. Kupffer, Baltische Landeskunde etc. S. 243, 246, 247.

3) E. Markus, Die Grenzverschiebung des Waldes und des Moores in Alatskivi. (Im Manuskript.)

E. Markus, Das Komplexenprofil von Jätasoo. — Sitzungsberichte der Naturforsch.-Gesellsch. bei der Univ. Dorpat 1925. Band XXXII, S. 15—35.

4) Eesti statistiline album etc. S. 12.

bietet einen Wink, welchen Weg die estnische Landwirtschaft einzuschlagen hat. Eesti muss sich als Viehzuchtland in noch grösserem Masse entwickeln, als dies bis jetzt der Fall ist.

d) Als letztes Vegetationsgebiet ist Nordost-Eesti, die nördliche Peipusniederung, als **das Gebiet der Sümpfe und Wälder** zu nennen. Nadelwälder und grosse Sümpfe bilden zusammen dieses Vegetationsgebiet.

* *

Wald mit vielen Sümpfen, Mooren und Wiesen charakterisiert in erster Linie das Pflanzenbild Eestis; ausser diesen können nur noch die *Meerespflanzen* in Betracht kommen, sie gehören aber schon mehr in eine pflanzengeographische Schilderung des Landes, und nicht in eine Landeskunde, welche nur das Vegetationsmilieubild des Landes kennen zu lernen hat. Zur Orientierung über diese Fragen verweise ich hier noch einmal auf die angeführte Abhandlung von Spohr und auf die vorzügliche Kupffersche Arbeit („Grundzüge der Pflanzengeographie des Ostbaltischen Gebietes“).

DIE OBERFLÄCHENGESTALTUNG DES NORDOSTESTLÄNDISCHEN KÜSTEN- TAFELLANDES

VON

A. TAMMEKANN

TARTU 1926

Druck von C. Mattiesen, Dorpat.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	1
Einleitung	7
I. Die äusseren Formen	11
A. Formentypen	11
1. Der Strand	13
a) Der breite, ebene Strand	15
b) Der schmale, unebene Strand	15
c) Der Blockstrand	17
2. Das Kliff	18
a) Das hohe, steile Kliff	18
b) Das niedrigere, flachere Kliff	19
3. Die Tafelfläche	19
a) Die obere Fläche (eigentliche Tafelfläche)	20
b) Die Stufenflächen	21
4. Die Tafelstufen	22
5. Die geschlossenen Erhebungen der Tafelfläche	22
a) Grosskuppen	23
b) Kleinkuppen und Kuppeln	24
c) Grossschwellen und Rücken	24
Der „Hiemägi“ von Purtse	25
Die Blauberge von Valvaru	25
Die „Berge“ von Laagna	26
d) Kleinrücken und Kuppen von länglicher Gestalt	27
6. Täler	28
a) Sohlentäler	28
Das Purtse-Tal	28
Das Pühajõe-Tal	30
Das Voka-Tal	31
Das Sõtke-Tal	32
b) Kerbtäler	33
7. Geschlossene Hohlformen	34
B. Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen	34
C. Die Formengruppen und ihre Verbreitung	35
D. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes	36
II. Der geologische Bau	39
A. Der Untergrund	42
1. Der blaue Ton	44
2. Der graue, tonige und dolomithaltige Sandstein	48
3. Weisses Quarzsandstein	49
4. Obolensandstein	50
5. Der bituminöse Tonschiefer	52

	Seite
6. Der tonige Glaukonitsand	53
7. Die Kalksteine	54
1) Glaukonitkalkstein	54
2) Vaginatenkalkstein	55
3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite	56
4) Die oberen Kalksteine	56
B. Die Bodendecke	57
1. Die Moränendecke	62
2. Verwitterungsschutt	67
a) Die Schuttdecke auf der Tafelfläche	67
b) Schutthalden	68
3. Fluviale Ablagerungen	70
4. Strandablagerungen	74
5. Äolischer Sand	76
6. Limnische Ablagerungen und Torf	76
III. Physiologie der Oberflächengestaltung	78
A. Die wirkenden Kräfte	81
1. Allgemeine oder regionale Kräfte	81
2. Die lokalen Kräfte	83
Die Lufttemperatur und deren Schwankungen	83
Der Wind	85
Das Wasser	86
Die Pflanzendecke	90
Tiere und Menschen	90
B. Das Zusammenwirken lokaler Kräfte innerhalb der Formengruppen	91
1. Zurückschreitende Kliffküste (Arbeitskliffküste)	91
2. Ruhekliffküste	102
3. Talmündungen	105
4. Tafelflachland	109
5. Die Grossrücken der Tafelfläche	114
6. Der Karst	115
IV. Die Entstehung und Entwicklung der Oberflächen- gestaltung	119
1. Die präglaziale Periode	122
2. Die glaziale Periode	126
3. Die Niveauveränderungen der spät- und postglazialen Periode	131
4. Die Folgen der Niveauveränderungen	141
a) Das Purtse-Tal	143
b) Die Täler des Pühajögi und von Voka-Konju	147
c) Das Sötke-Tal	149
d) Die Küste	150

Vorwort.

Im Laufe der letzten Jahrzehnte ist in der methodischen Fachliteratur viel über das eigentliche Objekt der Geographie, dessen Behandlungsweise, über die Beziehungen der allgemeinen Geographie zur Länderkunde (zur regionalen Geographie) usw. geschrieben und polemisiert worden. Jetzt scheint die Ansicht allgemeine Anerkennung gefunden zu haben, dass die Geographie Regionen der Erdoberfläche behandeln muss, vor allem die sogenannten Landschaften. Meinungsverschiedenheiten herrschen aber noch über die in Betracht zu ziehenden Eigenschaften und die Definition dieser Landschaften.

Am klarsten und genauesten hat mein hochverehrter Lehrer Prof. J. G. Granö seine Ansichten über das Wesen des Objekts der geographischen Forschung und dessen Bestimmungsweise ausgesprochen¹⁾. Als Beispiel der praktischen Durchführung der Methode unternahm Granö die Einteilung Estlands in landschaftliche Einheiten²⁾. Diese Arbeit ist als erste dieser Art natürlich nur vorbereitend, da sie sich im wesentlichen nicht auf direkte Beobachtungen, sondern auf die Angaben der topographischen Karte 1:42 000 stützt. Dennoch muss man die von Granö bestimmten landschaftlichen Einheiten für richtig und treffend halten.

1) „Eesti maastikulised üksused.“ Mit einem deutschen Referat „Die landschaftlichen Einheiten Estlands“. „Loodus“, Tartu 1922. — „Maastikuteaduse ülesanded ja maastiku vormide süsteem“ (Die Aufgaben der Landschaftskunde und Systematik der Landschaftsformen). „Loodus“, Tartu 1924. — „Ümbrus maateaduse uurimisesemena“ (Die Umwelt als Gegenstand der geographischen Forschung). *Ib.* — In seinem akademischen Unterricht an der Universität Helsinki (Helsingfors) hat Granö während der letzten Jahre seine Methode weiter entwickelt. Als Zusammenfassung derselben wird in nächster Zeit ein grösseres Werk „Die reine Geographie“ erscheinen.

2) *Op. c.*

Diese Bestimmungen sollen nun weiter auf Grund von genaueren Untersuchungen, die an Ort und Stelle unternommen wurden, revidiert und die Landschaften weiter in Teillandschaften und Landschaftsteile zergliedert werden. Zugleich ist ein vollständiges Bild vom Aussehen der Landschaft, von den dort auftretenden Formen und Formentypen, sowie von deren Gruppierung und Verbreitung zu geben. Diese ganze, rein beschreibende Arbeit dient nur als Vorbereitung für die Hauptaufgabe, und zwar für die erklärende Darstellung der Wechselbeziehungen der Kräfte und Vorgänge in der Landschaft (Physiologie der Landschaft), gleichwie für die Aufhellung der Entstehung und Entwicklung (Genesis) der heutigen Landschaft, welche als Folge jenes Zusammenwirkens der Kräfte und dessen periodischen Wechsels vor uns steht.

Als Versuch einer solchen Arbeit unternahm ich die Bearbeitung einer von Granö bestimmten und von mir an einer anderen Stelle¹⁾ in Bezug auf ihre Ausdehnung und Grenzen untersuchten landschaftlichen Einheit, und zwar des an der Nordostküste Estlands gelegenen „Tafellandes“²⁾. Eine solche Arbeit ist am besten abschnittsweise auszuführen. Zuerst beginnt man mit der Beschreibung und Erklärung der Oberflächengestaltung des landschaftlichen Gebietes, dann folgen die landschaftlichen Formen des Wassers und der Pflanzendecke, weiter die vom Menschen geschaffenen Formen und das Milieu. Zuletzt muss man auf Grund des Vorangegangenen die Landschaft weiter in kleinere Teile zergliedern. Letztere können unter anderem auch als fertige regionale Einheiten für verschiedene andere Untersuchungen dienen, die im Zusammenhang mit der Erdoberfläche und der Umgegend stehen (statistischer, wirtschaftlicher, geschichtlicher, kulturgeschichtlicher und anderer Art).

In vorliegender Schrift ist der erste grundlegende Teil dieser vielseitigen Arbeit in Angriff genommen worden, und zwar die Beschreibung und Erklärung der Oberflächengestaltung des nordostestländischen „Tafellandes.“ Zu diesem Zweck ist folgender Weg eingeschlagen worden.³⁾ Nach der allgemeinen Charakteristik der Lage des Gebietes folgt die Feststellung seiner

1) „Koillis-Viron rannikkolaakio-seutukunnan rajat“ (Die Grenzen des nordostestländischen Küstentafellandes). „Terra“ 1926 № 1, Helsinki (Helsingfors).

2) J. G. Granö, Die landschaftlichen Einheiten Estlands, S. 61 u. 88.

Grösse und Grenzen, wobei die betreffenden Bestimmungen Granös einer Durchsicht unterzogen wurden. Bei der Beschreibung der Oberflächengestaltung des Gebietes sind im wesentlichen nicht die unbedeutenden individuellen Besonderheiten und Kleinzüge der Formen, sondern die verallgemeinerten und nur Charakteristisches enthaltenden Formentypen berücksichtigt worden. Als Ergänzung dazu dienen noch Photographien, Profile und Kartenskizzen, die gerade individuelle Formen und Züge der Landschaft darstellen. Die Formen bilden in ihrer Gesamtheit die Formengruppen, bei deren Behandlung gleichfalls nur die Hauptzüge im Auge behalten worden sind. Die Verbreitung der Typen verschiedener Formen und Formengruppen kann man am besten an der Hand der entsprechenden Karten verfolgen. Diese bedürfen zum Verständnis nur einer kurzen Erläuterung.

Die Zusammensetzung (Aufbau) der Formen bildet neben der äusseren Gestalt einen zweiten wichtigen Komplex morphographischer Tatsachen. Dazu gehört sowohl das anstehende Gestein (der Untergrund), wie auch die über dasselbe ausgebreitete lose Bodendecke, die sich beide am Aufbau der Formen beteiligen.

Weiter folgen die chronologischen Eigenschaften der Oberflächengestaltung. Da diese aber nur die Folgen und Äusserungen der in der Oberflächengestaltung vorsichgehenden Zusammenwirkung der Kräfte darstellen, werden sie zusammen mit der Physiologie der Oberflächengestaltung betrachtet werden. Bei der Untersuchung hat es sich ergeben, dass die morphographischen Formengruppen meistens auch zugleich physiologische Einheiten sind; wenigstens gilt dieses für das in Frage stehende Gebiet.

Durch das Kennenlernen der physiologischen Vorgänge gewinnen wir Einsicht in den Ursprung und die Entwicklung der Formen und der Formengruppen.

Neben den harmonischen Formen und Zügen, die ein Ergebnis lokaler jetztzeitlicher Vorgänge sind, sehen wir in der Oberflächengestaltung verschiedene disharmonische und aus der Vorzeit stammende Formen auftreten. Zur Erklärung ihres Ursprungs und ihrer Entwicklung müssen wir uns auf die Ergebnisse verschiedener Hilfswissenschaften stützen, vor allem auf diejenigen der Geologie, Paläontologie und Archäologie. Nur auf diesem Wege lässt sich die Genesis der heutigen Oberflächen-

gestaltung vollständig aufhellen. Die Errungenschaften der in der letzten Zeit stark fortgeschrittenen Geochronologie gestatten uns bis zu einem gewissen Grade den Entwicklungsgang auf genaue Zeiteinheiten zurückzuführen.

Der vorhin kurz skizzierte Arbeitsplan war mir in der endgültigen Fassung durchaus noch nicht klar, als ich im Sommer 1922 mit den Untersuchungen und dem Sammeln des Materials begann. Die Arbeiten wurden deshalb gewissermassen mangelhaft und planlos ausgeführt, und nahmen mehr Zeit in Anspruch als dazu eigentlich nötig gewesen wäre. Auf den Vorschlag von Prof. Granö nahm ich zuerst nur einen kleinen Teil des Gebietes in Angriff, und zwar die Umgebung der Mündung des Purtse-Flusses. Diese ist für das zu beschreibende Gebiet gerade sehr charakteristisch. Hier konzentrieren sich viele Erscheinungen und Probleme, deren Lösung in vieler Hinsicht die weiteren ausgedehnteren Untersuchungen erleichtert. In den drei folgenden Sommern (1923—25) erweiterte ich meine Arbeit über das ganze Gebiet. Es gibt für diese Gegend, wie für ganz Estland, eine gute und genaue topographische Karte¹⁾, welche einen guten Überblick über die Formen, deren Gruppierung und Verbreitung ermöglicht, wenn auch ihr Massstab 1:42 000 für die Darstellung der Einzelheiten der Oberflächengestaltung ein wenig klein ist. Ergänzende Messungen und Aufnahmen waren nur für das fein zergliederte Kliff und die Flusstäler notwendig. Die Arbeitsbedingungen — die beschränkte Zeit, die mir zur Verfügung stand, und die Notwendigkeit mit einem einzigen Gehilfen auszukommen — gestatteten es nicht, schwere und in ihrer Handhabung zeitraubende Messapparate zu benutzen. Man musste sich mit weniger präzisen, dagegen leicht zu handhabenden und transportierbaren Instrumenten begnügen. Zu diesem Zweck gebrauchte ich einen Handkompass, ein kleines Taschnivellierinstrument, das ich nötigenfalls an einem gewöhnlichen zusam-

1) Von Topographen der russischen Armee in den Jahren 1894—97 aufgenommen. Die topographische Abteilung des estnischen Generalstabs hat unveränderte Abzüge dieser Karten veröffentlicht. Während des Weltkrieges veröffentlichte der russische Generalstab auf Grund der früheren (1894—97) Aufnahmen eine neue Ausgabe im Massstab 1:84 000, welche dank der farbigen Höhenlinien und geschickten Generalisierung noch übersichtlicher und lesbarer ist, als es die alte war. Für das Küstenland NE-Estlands kommen die Blätter 3—39 bis 3—45 und 4—40 bis 4—45 im Massstab 1:42 000 und die Blätter VIII^c 22—24 im Massstab 1:84 000 in Betracht.

menklappbaren photographischen Stativ befestigen konnte, eine 3 m lange zusammenlegbare Latte und ein 20 m langes Messband. Während der Arbeit erwies es sich, dass diese wenigen und einfachen Instrumente für das Messen und die Aufnahme kleinerer Formen und für die Bestimmung verschiedener Niveaus (die Höhe der Küsten- und Talterrassen, Strandwälle usw.) auf Grund der vorhandenen topographischen Karten genügten. Unterschiede und Ungenauigkeiten, die sich dabei ergaben, schwankten meist nur bis zu einem Meter.

Die von mir selbst aufgenommenen oder direkt der topographischen Karte entnommenen Formen gruppierte ich nach ihren typischen Eigenschaften und verzeichnete sie mit den entsprechenden Signaturen und Farben auf der Arbeitskarte. So entstand allmählich die Karte der Verbreitung der Formentypen und typischen Formengruppen.

Mehr Arbeit verlangte die Untersuchung des Formenaufbaus, weil in Estland die spezielle geologische Aufnahme noch nicht unternommen worden ist¹⁾. Ich musste das in meinem Gebiet selbst machen. Dabei behielt ich nur den geomorphologischen Standpunkt im Auge und teilte den Gesteinsgrund vor allem nach dessen Verwitterungsart und Widerstandsfähigkeit gegen Erosion ein. Viel Aufmerksamkeit schenkte ich der Art, der Ausdehnung und der Mächtigkeit der losen Bodendecke. Unter dem Zwang der Verhältnisse unterblieb die Untersuchung des die Bodendecke bildenden Materials in Bezug auf den Fossiliengehalt. Dieser immer weiter fortschreitende und sich immer mehr vervollkommnende Forschungszweig operiert heute mit feinen und komplizierten Methoden und bildet so ein spezielles Arbeitsgebiet, welches nicht den Geographen angeht, dessen Ergebnisse aber besonders in geologischer Hinsicht wichtig sind.

Als eine Zusammenfassung aller Untersuchungsarbeiten entstand der physiologische und genetische Teil dieser Schrift. Er ist natürlich das vereinheitlichte Resultat vieler einzelnen Beobachtungen und Wahrnehmungen, die zu verschiedener Zeit und an verschiedenen Orten gemacht worden sind.

1) Es liegen nur stark generalisierte und veraltete Karten in kleinem Massstab vor.

Es ist mir eine angenehme Pflicht meinen Dank allen denjenigen auszusprechen, die durch wertvollen Rat und Auskünfte mir bei meiner Arbeit behülflich gewesen sind. Besonders grossen Dank schulde ich meinem lieben und verehrten Lehrer Prof. J. G. Granö, der meine Arbeiten im Laufe mehrerer Jahre mit andauerndem Interesse verfolgt hat und mir fortwährend mit Rat und Tat zur Seite stand. Bei der Diskussion der postglazialen Entwicklung des Gebiets erhielt ich wertvolle Winke von Prof. W. Ramsay und Dr. M. Sauramo zu Helsingfors.

Einleitung.

Die Umgegend des Ostseebeckens stellt ein im allgemeinen niedriges, flaches Gebiet dar, in dem die absoluten Höhen, wie auch der Wechsel der relativen Höhenunterschiede gering sind, im äussersten Fall erreichen sie 200—300 m. Dieselbe unbedeutende Veränderlichkeit des Reliefs äussert sich auch in den geringen Tiefen des Ostseebeckens (ausgedehntere Becken erreichen nur 250 m). Die Erdoberfläche steigt vom Meer nach der Peripherie zu langsam an, und bedeutendere Höhen treten erst in einiger Entfernung auf, das Ostseebecken ringartig umgebend. Am auffallendsten und raschesten ist der Anstieg im W und NW, wo sich schon 300 km weit von der Strandlinie die 1500—2000 m hohe skandinavische Kette erhebt. An anderen Stellen hält sich das Land in weiter Ausdehnung in den Grenzen des Tieflandes, in grösserer Entfernung vom Meer zum Mittelland übergehend. In den verschiedenen Gebieten dieses Tieflandes wechseln nur die relativen Höhen, welche von der Ungleichheit im Aufbau des Untergrundes und von der in verschiedenem Masse vor sich gegangenen glazialen Abtragung und Aufschüttung abhängig sind. In dieser Beziehung zerfällt das Ostseegebiet in drei deutlich sich unterscheidende Teile: Im NW und N das alte kristalline Denudationsgebiet, Fennoskandia, in den Hauptzügen ziemlich eben, in den Einzelheiten aber sehr abwechslungsreich und uneben. Im E und SE erstreckt sich die fast vollständig ebene paläozoische Sedimenttafel — die sog. russische Tafel —, und erst an deren Peripherie bringt die Zone mächtiger glazialer Aufschüttung einen Wechsel des Reliefs mit sich. Südlich und südwestlich von der Ostsee im norddeutschen Flachland und in Dänemark tritt dieser Wechsel noch schärfer hervor, bedingt teils durch den weichen spätmesozoischen und tertiären Untergrund, teils durch die periphere Lage dieser Länder im Vereisungsgebiet.

Estland ist am nordwestlichen Rand der russischen Tafel in der Ausbuchtung zwischen dem Finnischen und dem Livischen (Rigaschen) Meerbusen gelegen. Von dieser Lage sind auch die allgemeinen Züge der Oberflächengestaltung des Landes abhängig. Eine von beinahe horizontalen Kalksteinschichten gebildete Tafel mit ebener oder schwach welliger Oberfläche ist im N am Finnischen Meerbusen von einem steilen Denudationsrand, dem sog. Glint, begrenzt. In Südestland sind die ein wenig nach S fallenden Kalksteine mit diskordant übergreifendem weicherem devonischem Sandstein bedeckt. Zugleich gehört das Gebiet schon in den Bereich der vorherrschenden glazialen Aufschüttung, und die Höhen wie auch die Abwechselungen im Relief nehmen dementsprechend zu. Am deutlichsten äussert sich das im SE Estlands in Gestalt der Otepää- und Haanja- Höhen. Ausser den

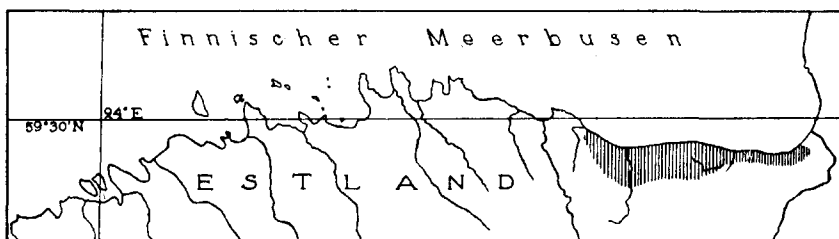


Fig. 1. Die Lage des Gebietes (schraffiert) an der nordestländischen Küste.

in der Landschaft als Erhebungen auftretenden Aufschüttungsformen sind für die Oberflächengestaltung Estlands auch Erosionsformen, vor allem die Täler, charakteristisch. Im Sandsteingebiet Südestlands sind es die als Urstromtäler bezeichneten breiten Sohlentäler, die beim Rückzuge des quartären Landeises entstanden sind. In Nordestland dagegen sieht man hauptsächlich enge, steilwandige Sohlen- und Kerbtäler, eine Folge der postglazialen Erosion des vom Glint herabfliessenden Wassers. Das Küstenland Nordestlands stellt also in seinen Hauptzügen eine im N durch eine scharf ausgeprägte Stufe begrenzte einseitige Tafel dar, deren 30—50 m hohen steileren oder flacheren Rand hier und da tiefe, steilwandige Täler durchschneiden. Der Tafelrand und somit auch die Form der Küste ist in ihrer ganzen Ausdehnung keine gleichförmige. Man kann zwei Haupttypen der Küste und des Glints unterscheiden (Fig. 1). Im E, ungefähr zwischen Narva-Jõesuu und Aseri, verläuft die Strandlinie gerade in ostwestlicher Richtung. Von hier an aber fängt sie sich

merklich an zu schlängeln, wird buchtig und bildet in grösserer Zahl nach N und NNW gerichtete Halbinseln, Landzungen und zwischen ihnen gelegene Meerbusen und Buchten. Auch fangen vor der Küste Inseln an aufzutreten. Verschieden ist auch die vertikale Gliederung, d. h. das Profil der Küste. Der gerade verlaufende östliche Teil stellt eine ausgesprochene Kliffküste mit einem sehr schmalen, stellenweise fast ganz verschwindenden Strandstreifen zwischen der Strandlinie und dem Glint dar, während der westliche Teil fast durchweg — einige kurze Strecken ausgenommen — Flachküste ist. Das steile Küstenkliff, der Glint, tritt hier weiter ins Land zurück und ist kein ausschlaggebender Faktor mehr für die Charakteristik der Küste.

Der als typische Kliffküste erscheinende östliche Teil der nordestländischen Küste und das von ihm umsäumte höher gelegene Flachland nennen wir im Folgenden — die Oberflächengestaltung im Auge behaltend — die nordostestländische Küstentafel. Als landschaftliche Einheit entspricht diese dem von Granö bestimmten¹⁾ und von mir in Hinsicht auf seine Ausdehnung und Grenzen untersuchten „Küstentafelland“²⁾ (Fig. 1). Dieses wird von einem ungefähr 70 km (mit den Übergangszonen zusammen 100 km) langen und 5—15 km breiten, länglichen Landstreifen gebildet, welcher sich in westöstlicher Richtung längs der Südküste des Finnischen Meerbusens, ungefähr zwischen dem Pada- und dem Narva-Fluss, hinzieht. Grenzmeridiane sind ungefähr 26° 50' und 28° E von Greenw. Das Areal der Landfläche des Gebietes beträgt rund 600 km².

Die nordostestländische Küstentafel ist früher vorwiegend nur von der geologischen Seite untersucht und beschrieben worden. Die zahlreichen schönen Entblössungen im schroffen Küstenkliff lenkten schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen auf sich und lockten zu näheren detaillierten Untersuchungen. Viele namhafte russische, wie auch ausländische Geologen der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts (Engelhardt, Eichwald, Murchison, Keyserlingk u. a.) haben den Glint NE-Estlands besucht und beschrieben. Von grundlegender Bedeutung sind die Untersuchungen von Fr. Schmidt, mit welchen sich der unermüd-

1) Die landschaftlichen Einheiten Estlands, S. 61 u. 88, Fig. 5—7.

2) „Terra“ 1926 № 1, Helsinki (Helsingfors).

liche Forscher über fünfzig Jahre beschäftigt hat¹⁾. In neuerer Zeit ist zur genaueren Kenntnis der Geologie Nordostlands von Mickwitz²⁾, Lamanski³⁾, Raymond⁴⁾ und Bekker⁵⁾ viel beigetragen worden. Ich selbst habe ein Glied der den Glint aufbauenden Schichtenserie — den Dictyonema-Schiefer bearbeitet⁶⁾. Eine kurzgefasste Geschichte der geologischen Erforschung Nordestlands, mit detaillierten Literaturnachweisen, finden wir bei Lamanski und Bekker⁷⁾.

Mehr Interessantes vom morphologischen Standpunkt aus enthalten die Aufsätze von Helmersen⁸⁾. Die Morphologie und die quartäre Geschichte des Gebietes ist zuerst von Hausen systematisch behandelt worden⁹⁾. Hausen gibt ein in den allgemeinen Zügen zuverlässiges und übersichtliches Bild von den Oberflächenformen des Gebietes und ihrer Entstehung.

1) Die Hauptwerke sind: Untersuchungen über die Silurische Formation von Estland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- und Kurl. I. S., II. Bd., Dorpat 1858. — Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Mém. de l'Ac. Imp. des sciences de St. Pét. VII. S., T. XXX, 1882.

2) A. v. Mickwitz, Über die Gattung Obolus Eichwald. Mém. de l'Ac. Imp. St. Pét. VIII. S., T. IV, 1896.

3) V. Lamanski, Древнѣйшіе слои силурійскихъ отложений Россіи (Die ältesten Stufen der Silurablagerungen Russlands, Etage B). Mém. du com. géol. St. Pét., N. S. XX, 1905.

4) P. Raymond, The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. Bull. Mus. Comp. Zool. at Harvard College, Vol. 56, 1916.

5) H. Bekker, The Kuckers Stage of the Ordovician Rocks of NE Esthonia. Acta et Comm. Univ. Dorpatensis, A II 1, 1921. — Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimistest (Übersicht über die Ergebnisse der Untersuchungen auf dem Silurischen Gebiet Estlands), „Loodus“ Tartu 1922.

6) A. Tammekann, Die Untersuchung des Dictyonema-Schiefers in Estland. Acta et Comm. Univ. Dorpat., A VI 5, 1924.

7) a. a. O.

8) G. v. Helmersen, Über das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres etc. Bull. de la Cl. phys.-math. de l'Acad. Imp. St. Pét. XIV, 1856.

— Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands, II. Teil. Mém. Ac. Imp. St. Pét. VII. S., T. XXX, 1882.

9) H. Hansen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern. „Fennia“ 34, Helsingfors 1913.

— Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Ib.

I. Die äusseren Formen.

A. Formentypen.

Eine Beschreibung der äusseren Formen und Züge der Oberflächengestaltung irgendeines Gebiets kann auf zweierlei Weise ausgeführt werden. Einerseits kann man, in der Beschreibung allmählich regional fortschreitend, jeden Wechsel in der Erdoberfläche, deren Steigen und Fallen, wie auch die dadurch bedingten Oberflächenformen nach ihren Dimensionen, nach ihrer Gestalt, ihren Formenteilen u. a. jedes für sich allein betrachten. Eine solche Beschreibung gibt das vollständigste und detaillierteste Bild von der Oberflächengestalt des Gebiets. Sie wird aber unvermeidlich lang und trocken; die gleichen Formen müssen wiederholt beschrieben werden, und der Leser verliert im Reichtum der Einzelheiten die Übersicht über das ganze Gebiet. Neben einer guten Karte ist eine solche Beschreibung in weitem Masse überflüssig. Dennoch ist eine solche Darstellungsweise in mehreren grösseren geomorphologischen Werken benutzt worden. Der zweite mögliche Weg wäre der, auf Grund von Beobachtungen und Messungen aus Oberflächenformen mit gleichen Eigenschaften sog. Formentypen abzuleiten, und nur solche Typen, ihre Gruppierung, Verbreitung und ihr gemeinsames Auftreten in Gestalt von Formengruppen eingehender zu beschreiben¹⁾. Eine solche Beschreibung ist wohl mehr generalisiert und schematisch, zeichnet sich aber zugleich durch Kürze, Klarheit und Übersichtlichkeit aus. Dieser Weg ist auch in der vorliegenden Schrift betreten worden²⁾.

1) Vgl. A. Hettner, Die Oberflächenformen des Festlandes, Leipzig u. Berlin 1921, S. 73 u. 192 und J. G. Granö, Die Aufgaben der Landschaftskunde und Systematik der Landschaftsformen (estn.), Tartu 1924, S. 7.

2) Als Beispiel sei auch genannt H. Mortensen, Die Morphologie der samländischen Steilküste, Hamburg 1921.

Der Begriff der Formentypen kann seinem Inhalt nach gewissermassen wechseln. Hettner schreibt darüber (a. a. O.): „Die Typen sind noch rein beschreibend, aber da das ständige Zusammensein der Eigenschaften in der Entstehung begründet ist, bedeutet ihre Aufstellung einen wichtigen Schritt zu genetischer Auffassung“. So wären die Formentypen nach Hettner auch gewissermassen genetische Typen. In der vorliegenden Arbeit sind sie aber nach der Auffassung von Granö nur als rein morphographische Typen betrachtet worden, ungeachtet des Aufbaus, der Physiologie und der Genesis der Formen.

Die wirklichen Oberflächenformen, wie auch ihre verallgemeinerten Vorbilder — die Formentypen —, können von stark wechselndem Bestand und wechselnder Grösse sein, von kleinen,

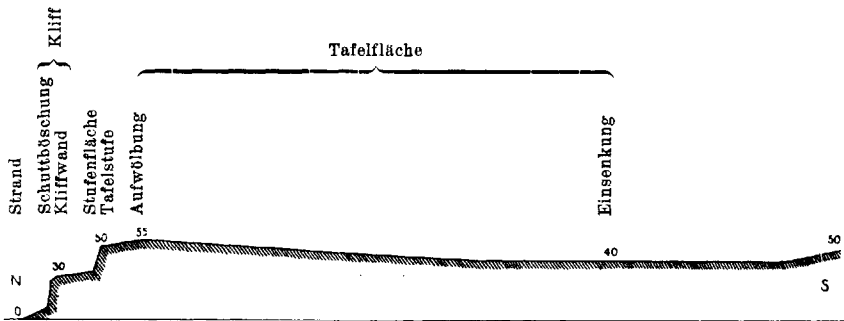


Fig. 2. Das schematische Querprofil der Küstentafel. Stark überhöht. Längenssstab 1:100 000. Die Ziffern bedeuten Höhen ü. d. M.

wenige m oder einige zehn m umfassenden Formen bis zu Riesenformen, die allein für sich das ganze zu behandelnde Gebiet einnehmen können. Bei der Oberflächengestalt unserer landschaftlichen Einheit haben wir es hauptsächlich mit einer solchen Riesenform zu tun. Es ist die einseitige Küstentafel, auf deren Oberfläche kleinere Erhebungen und Hohlformen sekundär auftreten. Zur näheren Beschreibung des Gebiets müssen wir diese Riesenform auf irgendeine Weise zergliedern. Die Küstentafel erstreckt sich als verhältnismässig schmaler Streifen von W nach E und erhält dadurch einen ausgeprägten zonalen Aufbau, welcher deutlich im Querprofil der Tafel (Fig. 2) zum Ausdruck kommt.

Der dem Meere zugewandte Fuss der Tafel wird von einem im Vergleich zur Ausdehnung der Tafel schmalen Strandstreifen umsäumt. Diesem folgt der steile Rand der Tafel,

das Küstenkliff. Meistens kann man hier zwei Teile unterscheiden: die obere fast vertikale Kliffwand und an deren Fuss die weniger steile Schuttböschung. Jetzt folgt die breite, ebene Tafelfläche, deren dem Meer zugewandte Randpartie oft als eine etwas niedriger gelegene Stufenfläche ausgebildet ist, welche von der übrigen Tafelfläche durch eine flachere oder steilere Tafelstufe getrennt wird. Die eigentliche Tafelfläche ist eine weite Ebene, welche, wie immer eine wirkliche Ebene, sanfte Unebenheiten aufweist, und aus ein wenig höheren, schwach gewölbten und niedrigeren, eingesenkten Teilen besteht. Eine Abwechselung im Relief der Tafelfläche rufen stellenweise auch die niedrigen, flachen Erhebungen, seltener Hohlformen, hervor, welche man schon als selbständige Formen behandeln kann.

Die oben angeführten Bezeichnungen sind nicht als für ein allgemeines morphographisches System gültige Typenbenennungen gedacht, sondern sie sind nur für die Formen und Formenteile des hier in Frage stehenden Gebiets in Anwendung genommen worden, um in der folgenden eingehenderen Behandlung der Formentypen wiederholte, wortreiche Beschreibungen und Missverständnisse zu vermeiden.

1. Der Strand.

Als Strand bezeichnen wir im Folgenden den schmalen, niedrigen Landstreifen, welcher den dem Meere zugewandten Fuss der Küstentafel umsäumt. Meistens fällt dieser so definierte Strand der nordostestländischen Küste mit dem in den gewöhnlichen morphographischen Systemen gebräuchlichen Begriff des Strandes zusammen, d. h. mit dem Landstreifen, in dessen Bereich die Strandlinie sich entsprechend dem höheren oder niedrigeren Wasserstand bewegt. Stellenweise ist aber der hier gebrauchte Begriff des Strandes ein weiterer. Neben der erwähnten Zone der schwankenden Strandlinie erstreckt er sich stellenweise auf den weiter ins Land — bis an den Fuss des Küstenkliffs — sich ausdehnenden Landstreifen, wohin das Wasser niemals oder nur selten gelangt.

Beim Aufstellen der Strandtypen sind im Folgenden der Verlauf der Strandlinie, die Breite des Strandes, der mittlere Böschungswinkel und dessen Wechsel, wie auch grössere Un-

ebenheiten in Gestalt von Terrassen und Wällen in Betracht gezogen worden. Diese Eigenschaften des Strandes sind an verschiedenen Stellen der Küste verschieden, und durch die Kombination der Eigenschaften in einer oder der anderen Weise bilden sich die Strandtypen.

Der horizontale Verlauf des Strandes ist ziemlich gerade, ohne weitreichende Ein- und Ausbuchtungen (siehe Karte Taf. I). Der Abstand zwischen den Berührungslinien der äussersten Ausbuchtungen und der am weitesten ins Land dringenden Buchten beträgt nur 3,7 km, während die Länge des Strandes in gerader Linie 67,5 km misst, oder 94,5% von der nach einer Karte im Massstabe 1:42 000 gemessenen Länge der Strandlinie (71,4 km). Auch die allgemeine Gestalt der Küstenlinie ist einfach und symmetrisch: in der Mitte eine flache, bogenartige Ausbuchtung zwischen Ontika und Valaste mit gleichgestalteten, ebenso flachen Einbuchtungen zu beiden Seiten. Nur die Landzunge von Türsamäe und die hinter ihr liegende Bucht von Sillamäe stören ein wenig die Regelmässigkeit des östlichen Teils der Strandlinie. Die von der allgemeinen westöstlichen Richtung der Küste abweichende und nach NE gerichtete Küstenstrecke zwischen Mereküla und Narva-Jõesuu gehört eigentlich nicht mehr in unser Gebiet.

Im westlichen Grenzgebiet in der Umgegend der Mündung des Pada-Baches ist der Strand ausnahmsweise breit und unterscheidet sich auch in anderer Beziehung von demjenigen des eigentlichen Gebietes, da die Kliffküste hier allmählich westwärts in die Flachküste übergeht. Angefangen von der Landzunge von Letipää, wo der Strand seine maximale Breite von 5 km erreicht, verschmälert sich dieser unaufhörlich nach E zu und ist östlich vom Gut Kalvi nur 125 m breit. Zwischen Letipää und Kalvi bildet die Strandlinie zahlreiche Bogen und Windungen. Ausgedehntes Schilfwerk verbirgt stellenweise vollständig die Grenze zwischen Land und Wasser. Schmale Sandbänke reichen in Gestalt langer Nehrungen und Inselchen weit ins Meer hinein oder verlaufen der Strandlinie parallel. Grössere und kleinere erratische Blöcke liegen zerstreut in der Nähe der Strandlinie im Wasser und auf dem Strande. Letzterer steigt vom Meere aus als äusserst flache, niedrige Fläche mit einem Böschungswinkel von 2—5° an. Näher am Kliff sind auf dem Strande kleine Unebenheiten in Gestalt flacher Wälle zu sehen,

die aber nur weiter westlich bei Mahuküla und Neemikuküla eine bedeutendere Grösse erreichen.

In unserem eigentlichen Gebiet von Kalvi bis Mereküla ist der Strand überall bedeutend schmaler, indem seine Breite nur zwischen 2 m (Päite) und 675 m (Halbinsel Türsamäe) schwankt.

Die Abwechslungen in der Breite wie auch andere charakteristische Züge in Betracht ziehend, können wir im ganzen Bereich der Küste drei Strandtypen unterscheiden, die unten eingehender besprochen werden sollen.

a) Der breite, ebene Strand.

In seiner reinsten Form stellt dieser Strandtypus einen niedrigen, ebenen, äusserst sanft geböschten, sandigen Streifen dar, der sich vom Meer aus allmählich zum Kliff zu hebt. Die mittlere Breite beträgt 40—50 m, der Böschungswinkel 5—8°. Als Unebenheiten erscheinen an der Grenze der Wellenreichweite eine 0,5—1,0 m hohe Stufe, ca 15 m von der Strandlinie entfernt, und stellenweise weiter landwärts Reihen von wallartigen oder unregelmässigen Kuppen und Buckeln — alte Strandwälle und Dünen. Eine deutliche Grenze zwischen Strand und Kliff gibt es nicht, da der Böschungswinkel sich nur allmählich vergrössert.

Als typisches Beispiel sei der Strand beim Dorf Soppe, 3 km östlich von der Mündung des Purtse-Flusses, genannt (Fig. 3., I).

Abweichungen vom normalen Typus kommen dadurch zustande, dass der Strand sich beträchtlich erweitert oder verschmälert und uneben wird, oft auch einen grösseren Böschungswinkel annimmt. Zugleich können neben der sandigen Bodendecke auch in grösseren Mengen Geröll und Wanderblöcke auftreten. Wenn diese Eigenschaften noch auffallender werden, sprechen wir schon von einem Zwischen- oder Übergangstypus.

b) Der schmale, unebene Strand.

Dieser Strandtypus ist an der nordostestländischen Küste vorherrschend. Die steilabfallende, unebene Schuttböschung des Kliffs wird an der Meerseite von einem schmalen (Breite 2—15 m), niedrigen Strandstreifen umsäumt. Dieser Streifen ist mit Schutt und Geröll von sehr verschiedener Grösse und Dicke bedeckt, angefangen mit grossen, mehrere m im Durchschnitt betragenden Kalk- und Sandsteinblöcken bis zu erbsen- und nussgrossen, abgerundeten Steinen. Am Fuss der Schuttböschung

sieht man meist eine deutliche Stufe, die, von Sturmfluten gebildet, stellenweise eine Höhe von 5—6 m erreicht. Die Breite des Strandstreifens kann sich sogar an einer und derselben Stelle in weitem Umfang je nach dem Wasserstand ändern. Das Gesamtbild bleibt jedoch dasselbe und typisch (Fig. 3, IV, Abb. 1).

An den Stellen, wo der Strand breiter wird, sieht man eine Verteilung des Materials nach dessen Größe. Je mehr man

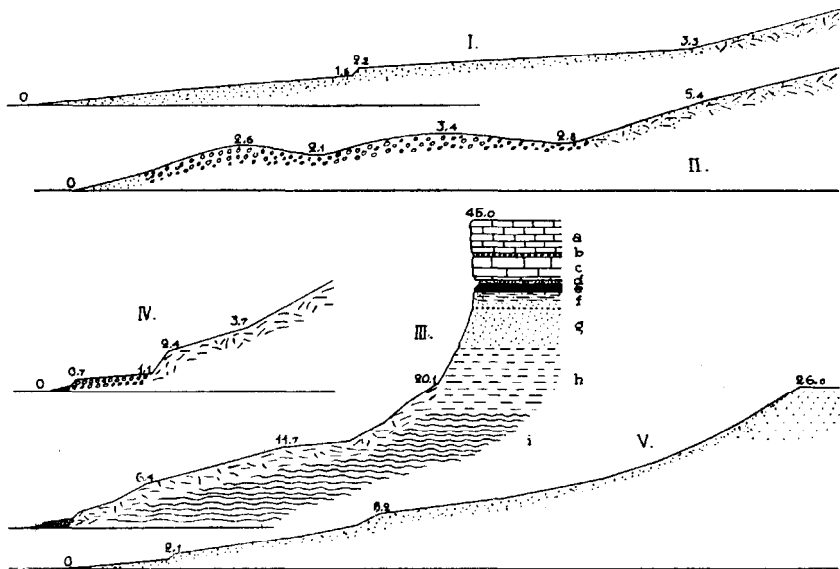


Fig. 3. Strand- und Kliffprofile. I. Der breite, ebene Strand beim Dorf Soppe (Typus a). — II. Geröllstrand bei Toila (Übergangstypus zwischen a und b). — III. Das hohe, steile Kliff bei Martsa (Typus a): a) Vaginatenskalksteine, b) untere Linsenschicht, c) Glaukonitkalk, d) Glaukonitsand, e) Tonschiefer (Dictyonema-Schiefer), f) Obolensandstein, g) weisser Quarzsandstein, h) blaugrauer toniger und dolomithaltiger Sandstein, i) blauer Ton. — IV. Der schmale, unebene Strand bei Martsa (Typus b). — V. Das niedrigere, flachere Kliff beim Dorf Soppe (Typus b). — Längen- und Höhenmassstab für I, II und IV 1:450, für III und V 1:1000.

sich von der Strandlinie entfernt, desto gröber und weniger ausgewaschen wird der Schutt. Das feine Geröll in der Nähe der Strandlinie ist zu niedrigen Wällen angehäuft, deren es eine ganze Reihe geben kann (Fig. 3, II, Abb. 2). Grössere Wanderblöcke sind beim eben beschriebenen Typus sehr selten. Man kann den Strand kilometerweise abschreiten, ohne einen solchen zu treffen.

Die Strandtypen a) und b) sind durch einen Übergangstypus miteinander verbunden, welcher Typus sich durch eine grössere Breite und das Fehlen von gröberem, unausgewaschenem Schutt auszeichnet. Zugleich schiebt sich zwischen die Strandlinie und die Geröllzone ein allmählich breiter werdender Streifen von feinem Sand ein (Abb. 3). Wanderblöcke sind im Bereich eines solchen Übergangstypus weniger selten und liegen am Strande stellenweise sogar in grösseren Haufen. Gewinnen sie noch an Dichte und Ausdehnung, so haben wir schon den dritten Strandtypus vor uns.

c) Der Blockstrand.

An einigen Stellen liegen grössere und kleinere Wanderblöcke (1—10 m im Durchmesser) dicht neben- und übereinander, den Strand in seiner ganzen Breite überdeckend und in Gestalt unregelmässiger Vorsprünge ins Meer dringend. Die Hauptmasse bilden immer harte, kristalline Wanderblöcke, während der leicht zerstörbare anstehende Kalk- und Sandstein nur spärlich vertreten ist.

In den meisten Fällen aber liegen die Wanderblöcke mehr zerstreut umher, während zwischen ihnen die sandige oder mit Schotter bedeckte Strandfläche zutage tritt (Abb. 4). Landwärts geht der Blockstrand in den gewöhnlichen Sand- oder Geröllstrand über, wenn er nicht direkt bis an den Fuss des Kliffs reicht.

Im östlichen Übergangsgebiet stellt der Strand wieder eine breite, sandige Ebene dar, die sich in schwacher Neigung aus dem seichten Küstenmeer erhebt. An der Grenze der Reichweite der Brandung befindet sich eine niedrige, scharf ausgebildete Stufe, weiterhin erheben sich eine oder mehrere parallele Ketten niedriger, flacher Dünen. Hier und da den Strand durchquerende kleine Bäche haben in die ebene, sandige Fläche 20—50 cm tiefe, sich schlängelnde Laufrinnen erodiert. Stellenweise treten in der Nähe der Strandlinie grössere Wanderblöcke einzeln oder gruppenweise auf.

Zwischen Mereküla und Utria ist die Strandebene 125 m breit, wird aber ostwärts zum Narva-Fluss hin immer breiter. Bei Narva-Jõesuu erreicht sie schon eine Breite von ca 6 km. Den grössten Teil dieser weiten Ebene nehmen ausgedehnte Moraste ein, aus denen sich flache Dünenketten erheben.

2. Das Kliff.

Den Übergang vom niedrigen Strandstreifen zur hochgelegenen Tafelfläche wird durch das schroffe Kliff vermittelt, das wir, auf dem Strande stehend, als einen Hang von wechselnder Höhe und Böschung vor uns aufsteigen sehen. Die Grösse des Böschungswinkels und das Auftreten verschiedener Kleinformen — Terrassen, Kerbschluchten u. a. — in Betracht ziehend, können wir an unserer Küste zwei Haupttypen von Kliffen unterscheiden, die zwei auffallenden Höhenstufen des Tafelrandes entsprechen: der erste Typus — der „hohe“ genannt — hat eine Höhe von 40—55 m, der andere, niedrigere, eine Höhe von 25—35 m.

a) Das hohe, steile Kliff.

Dieser Kliffotypus ist den höheren (40—55 m erreichenden) Teilen des Tafelrandes eigen. Das Kliff zerfällt hier in zwei deutlich unterscheidbare Teile (Fig. 3, III, Abb. 5) — oben die 20—30 m hohe Kliffwand, welche wegen der rechtwinkligen Absonderung der Kalksteine, aus denen sie aufgebaut ist, das Aussehen einer unebenen mit Vorsprüngen und Einsenkungen versehenen Mauer erhält. Der obere Rand des Kliffs hat einen unruhigen, stumpfzackigen Verlauf, was von den die Kalksteine durchsetzenden Klüften, den sog. Diaklasen, abhängt (Abb. 6). Diese Diaklasen verlaufen, mit kleineren Abweichungen, in zwei Hauptrichtungen: 315° und 50° . Besonders beständig ist die erste Richtung, während die zweite zwischen 30° und 60° schwankt. Der oberste Teil der Kliffwand hängt oft herüber, stellenweise bis auf 3—5 m (Abb. 6). Die Grenze zwischen den liegenden, weicheren Schichten und den harten Kalksteinen wird durch einen schmalen, horizontalen Einschnitt markiert. An dieser Stelle beginnt die Schuttböschung, die im oberen Teil einen Neigungswinkel bis 40° zeigt, weiter unten aber immer sanfter wird. Am Fuss der Böschung ist von der Brandung eine niedrige Stufe scharf eingeschnitten worden; dieser schliesst sich der schuttbedeckte Strandstreifen an.

Stellenweise, auf kürzeren Strecken, nimmt die Steilwand fast das ganze Kliffprofil ein. Der untere Teil der Wand gelangt in diesem Fall schon in den Bereich des mürben Sandsteins und Tons und hat demgemäss eine viel regelmässigere und glattere Gestalt, als der obere aus Kalkstein bestehende Teil. Die

Schuttböschung ist gewöhnlich sehr uneben und chaotisch; das wird aber teilweise durch die hohe und dichte Pflanzendecke ausgeglichen und maskiert.

Abwechslung in der eben skizzierten, allgemeinen Gestalt des Kliffs verursachen hier und da auftretende, kleinere Nebenformen, wie die den oberen Rand des Kliffs zerschneidenden Kerb- und Zirkusschluchten, kleine horizontale, karniesartige Vorsprünge und Einschnitte an den Grenzen der verschiedenen widerstandsfähigen Schichten und durch das von der Kliffwand herabfliessende Wasser erodierte Rinnen in der Schuttböschung.

b) Das niedrigere, flachere Kliff.

Stellenweise ist das Kliff auf kürzere oder längere Strecken beträchtlich niedriger (25—35 m) und besitzt zugleich einen kleineren Böschungswinkel und ein einheitlicheres Gefälle. Die Schuttböschung erhält dadurch ein ebeneres, ruhigeres Aussehen und hebt sich nicht mehr so scharf vom oberen Teil des Kliffs ab. Dadurch gewinnt das Kliff das Aussehen eines sanften oder mässig steilen Hanges (Fig. 3, V, Abb. 7 u. 8). Ein Kliff von diesem Typus dehnt sich selten ununterbrochen über grössere Strecken aus, sondern ist meist durch tiefe Kerbtäler reichlich zergliedert und zerfällt in eine Reihe von isolierten Spornen.

Der Übergang von einem Klifftypus zum anderen vollzieht sich allmählich, indem der obere Teil des Kliffs steiler wird, während die Schuttböschung noch eine Strecke lang flach und eben bleibt. Meist geschieht es in der Weise, dass der obere, steile, aus Kalkstein bestehende Teil des Kliffs weiter landwärts weicht und an seinem Fuss eine schmale, ebene Fläche, die Stufenfläche, zurücklässt. Diese wird an der Meerseite vom unteren, aus Sandstein bestehenden Teil des Kliffs begrenzt, der gewöhnlich die Gestalt des zweiten Typus übernimmt. Der obere, dem Meere entrückte Teil des Kliffs besitzt eigentlich nichts Gemeinsames mehr mit dem echten Küstenkliff, sondern gehört schon als selbständiges Gebilde zu den sog. Tafelstufen.

3. Die Tafelfläche.

Den Hauptteil im Kartenbild der nordostestländischen Küstentafel (Taf. I) macht die Tafelfläche aus, welche sich aus verschiedenen hoch gelegenen und verschieden gestalteten, doch im allge-

meinen äusserst flachen oder schwach welligen Partien zusammensetzend, bis auf den steilen Nordrand der Tafel erstreckt. Der Höhenlage nach unterscheiden wir zwei Hauptklassen dieser Flächenpartien: die ihrer Ausdehnung nach vorherrschende obere Fläche oder eigentliche Tafelfläche mit einer absoluten Höhe von 45—60 m und die 15—25 m niedriger gelegenen Mittel- oder Stufenflächen, welche in ihrer Ausdehnung im Verhältnis zur oberen Fläche stark zurücktreten, indem sie bloss hier und da am Rande der Küstentafel in Gestalt schmaler Streifen und Flecken auftreten. Für die Trennung der Stufenflächen von der oberen Fläche ist nicht nur ihre niedrigere Lage, sondern auch das Auftreten deutlicher Stufen massgebend. Die einigermaßen unebene, schwach wellige, obere Fläche kann Teile aufweisen, die allmählich niedriger werden und in die Höhe der mittleren Fläche zu liegen kommen, dabei aber dennoch zur oberen Fläche gehören.

a) Die obere Fläche (eigentliche Tafelfläche).

Die obere Fläche als Ganzes betrachtet stellt eigentlich eine ausgedehnte Formengruppe dar, innerhalb welcher weite, äusserst flach ansteigende Partien mit gleichartigen Einsenkungen wechseln. Hier und da befinden sich noch kleine, deutlicher abgegrenzte Erhebungen und flache Täler. Vom landschaftskundlichen Standpunkt aus kann man nur solche Unebenheiten der Erdoberfläche als selbständige Erhebungen und Hohlformen bezeichnen und als solche beschreiben, die sich für unser Auge deutlich von der sie umgebenden ebenen Fläche abheben, d. h. diejenigen, die einen genügend grossen Böschungswinkel besitzen oder die, zwar flach und niedrig, doch so klein sind, dass sie unser Sehfeld nicht überschreiten. Alle geringeren Höhenunterschiede einer Ebene, die in ihrer horizontalen Ausdehnung so gross sind, dass wir ihre Grenzen nicht mehr sehen können, oder die einen so kleinen Böschungswinkel haben, dass das Auge diese Flächen nicht von der horizontalen unterscheiden kann, gehören zu den Details der Ebene selbst. Als Tafelfläche betrachten wir dementsprechend die eigentliche Fläche der Küstentafel, welche den kleineren selbständig auftretenden Erhebungen und Hohlformen zur Basis dient. Letztere Gebilde werden getrennt für sich behandelt.

Betrachten wir die Tafelfläche in ihren Einzelheiten, so

sehen wir hier schwach gewölbte Partien (Platten), die die mittlere Höhe der Tafel ein wenig (5—10 m) überragen, mit den niedriger gelegenen, flachen Einsenkungen abwechseln. Die letzteren bilden den Hauptteil der Tafelfläche. Die weiten Übergangsflächen zwischen ihnen sind fast vollständig eben, wenn auch nicht immer ganz horizontal. Die Tafelfläche hat eine allgemeine, geringe Neigung nach S und SE, was sich in der Verteilung der niedrigeren Partien auf den S und SE äussert. Stellenweise wird der Übergang zwischen den einzelnen Teilen der Tafelfläche auf kurze Strecken durch deutlich ausgebildete, wenn auch ziemlich sanfte Stufen vermittelt. Das sehen wir vor allem an den nordwestlichen, nördlichen und nordöstlichen Rändern der Platten. Die Erhebungen, die als selbständige Formen erscheinen, gruppieren sich hauptsächlich auf den höheren, gewölbten Teilen der Tafelfläche, während die Täler sich in den Nordrand der Tafel einschneiden. Die von diesen Erhebungen und Tälern eingenommene Fläche ist dennoch im Verhältnis zur weiten Ausdehnung der ganzen Tafelfläche verschwindend klein.

b) Die Stufenflächen.

Die Stufenflächen treten nur am Nordrand der Küstentafel, meist in Verbindung mit den Talmündungen, auf. Sie werden von der oberen Fläche der Tafel durch Tafelstufen getrennt. Die Stufenflächen sind meist eben und nach dem Meere zu schwach geneigt. Der allgemeinen Senkung des Gebietes entsprechend verringert sich ihre absolute Höhe in der Richtung nach E.

Eine Ausnahme bildet die im westlichen Teil des Gebietes gelegene kleine Stufenfläche von Aseri-Kukeristi, deren mittlere absolute Höhe nur 11 m beträgt. Sie schliesst sich als ein sekundäres Gebilde dem Nordrand der in normaler Höhe (ca 30 m) gelegenen Stufenfläche von Kõrgküla-Liimala an. Grössere Abweichungen von der ebenen Gestalt der Stufenflächen verursachen die in sie eingeschnittenen Täler und die stellenweise auftretenden niedrigen Kuppen und Buckel (alte Dünen). Nur auf der Stufenfläche von Purtse sieht man eine grössere, rückenförmige Erhebung — den, sog. „Hiemägi“.

In der Tabelle unten sind die Grössen- und Höhenverhältnisse aller Stufenflächen unseres Gebiets zusammengestellt wor-

den. Das gibt uns zugleich eine Vorstellung von der Form und Oberflächengestaltung dieser Gebilde.

	Stufenfläche von				
	Aseri-Kukeristi	Purtse	Oru (Pühajõe)	Voka-Konju	Sõtke
Länge der Stufenfläche in der W—E Richtung km	3,0	13,6	1,5	2,2	2,1
Breite in der N—S Richtung km	0,4	3,5	1,3	1,7	1,0
Das Areal der Stufenfläche . . km ²	0,7	19	1,2	2,2	1,3
Mittlere Höhe ü. d. M. m	11	34	33	27	21
Die Höhe des Nordrandes . . m	10	30	33	22	20
Die Höhe des Südrandes am Fusse der Tafelstufe m	12	39	35	32	22
Relative Höhe der grösseren Erhebungen m	—	25	—	1—2	—
Tiefe der Täler m	3—5	14—19	22—30	bis 20	9—15

4. Die Tafelstufen.

Die Tafelstufen trennen die verschieden hoch gelegenen Teile der Tafelfläche voneinander. Am schärfsten sind sie zwischen den Platten der Tafelfläche und den Stufenflächen ausgebildet, diese im S bogenartig umgrenzend. Die Tafelstufen haben hier eine Höhe bis zu 12 m (zwischen Raudna und Kõrgküla), während der Böschungswinkel stellenweise 40—50° beträgt (Raudna, Moldova). Andererseits können die Stufen als kaum merkbare, flache Hänge auftreten, so bei Purtse, Toila und Sillamäe (Abb. 9). An einigen Stellen sieht man im oberen Teil der Stufen kleinere, vom Aufbau der Stufen abhängige, einige m hohe Steilwände, an deren Fuss sich deutliche Schutthalden gebildet haben. Aus demselben Grunde erscheinen im Profil der Stufe stellenweise kleinere sekundäre Terrassen, z. B. bei Kõrgküla.

Bedeutend flacher und weniger auffallend ist die Stufe im mittleren Teil des Gebiets, bei Kohtla, Järve und Jõhvi, welche in NW und NE die Kohtla-Jõhvi-Platte von den sie umgebenden weiten Einsenkungen der Tafelfläche trennt.

5. Die geschlossenen Erhebungen¹⁾ der Tafelfläche.

Im Folgenden betrachten wir die Erhebungen, die die Abwechslung im Relief der oberen Fläche der Küstentafel bedin-

1) Passarge hat in seinem morphographischen System (Grundl. d.

gen, und die als selbständige Gebilde anzusprechen sind. Nach Grösse und Gestalt teilen wir sie folgendermassen ein:

- | | | |
|---|---|-------------------|
| a) Grosskuppen | } | Gipfelerhebungen. |
| b) Kleinkuppen und Kuppeln | | |
| c) Grossschwellen und Rücken | } | Rückenerhebungen. |
| d) Kleinrücken und Kuppen von
länglicher Gestalt | | |

Diese Typen sind nicht immer ganz deutlich voneinander zu unterscheiden, sondern man findet der Grösse, wie auch der Gestalt nach verschiedene Übergangsformen. Besonders undeutlich ist die Grenze zwischen den kleineren Gipfel- und Rücken-erhebungen. Spitze Kegel- und Kammerhebungen fehlen wegen des allgemein flachen Reliefs des Gebiets vollständig.

a) Grosskuppen.

Es gibt in unserem Gebiet nur einige vereinzelt auftretende grössere Gipfelerhebungen: die Grosskuppe von Järve — gerade in der Mitte des Gebietes zwischen dem Dorfe Järve und den Gütern Järve und Kukruse, weiter die etwas längliche Kuppe südlich vom Gut Jöhvi und schliesslich die flache Kuppe auf der Ebene vor den Vaivaru'schen Bergen. Der Gipfel der zuerst erwähnten Erhebung stellt zugleich den höchsten Punkt (80 m ü. d. M.) des ganzen Gebiets dar. Die Abhänge der Kuppe verschmelzen unmerklich mit der Tafelfläche, sodass die Grösse und die Böschungswinkel der Kuppe schwer zu bestimmen sind. Ihr Durchmesser erreicht ungefähr 1 km, und der Böschungswinkel im mittleren Teil der Abhänge 2—3°, während die relative Höhe der Erhebung ungefähr 7,5 m beträgt. Die Oberfläche der Kuppe ist sehr regelmässig und glatt, wozu die seit langem bestehende Bodenkultur viel beigetragen hat. Nur die Lehmgruben einer Ziegelei am östlichen Abhang stören ein wenig die Regelmässigkeit desselben.

Die im S von Jöhvi gelegene Kuppe ist von länglicher Gestalt, ungefähr 800 m lang und 300 m breit. Die relative Höhe der Kuppe über der östlich sich ausdehnenden Ebene beträgt

Landschaftsk. I, S. 34) nur die Hohlformen in geschlossene und offene geteilt. Es gibt aber auch geschlossene und offene Erhebungen. Die offenen Erhebungen wären z. B. Landstufen, einseitige Tafelerhebungen, Verbindungsschwellen zwischen höheren Erhebungen usw.

ungefähr 3 m, während der Gipfel der Kuppe eine absolute Höhe von 65 m erreicht. Ihr Ostabhang erscheint steiler und höher, da er mit der Tafelstufe zusammenfällt, die die Kohtla-Jõhvi-Platte von E begrenzt.

Auf der Ebene am nördlichen Fuss der Vaivaru'schen Berge erheben sich einige äusserst flache Anhöhen, von denen nur eine Kuppe einigermassen grössere Dimensionen annimmt. Diese Kuppe hat eine regelmässige, runde Gestalt und einen Durchmesser von ungefähr 600 m. Ihre relative Höhe ist 10 m. Der Böschungswinkel am mittleren Teil des Abhanges überschreitet nicht $2-3^{\circ}$.

b) Kleinkuppen und Kuppeln.

Neben den beschriebenen vereinzelt Grosskuppen findet man auf der Tafelfläche — vor allem auf deren höheren, gewölbten Partien — in grösserer Zahl kleinere Gipfelerhebungen, die in ihrer Grösse und ihrem Grundriss, angefangen von regelmässigen, runden Kuppen bis zu unregelmässigen länglichen Übergangsformen zwischen Kuppen und Schwellen, variieren. Ihnen allen ist der äusserst kleine Böschungswinkel der Abhänge, $2-5^{\circ}$, und die regelmässige, glatte Oberfläche — abgesehen von kleineren Abweichungen — gemeinsam. Der Durchmesser der Erhebungen schwankt von einigen m bis zu 50—100 m, während die Höhe 3—5 m nicht überschreitet.

Eine Ausnahme bilden einige höhere und steilere Erhebungen auf der Kohtla-Jõhvi-Platte und auf der Stufenfläche von Purtse, welche schon zu den Kuppeln gehören. Ihrer Grösse nach sind sie den oben beschriebenen ähnlich, während die Abhänge einen Böschungswinkel bis 15° aufweisen.

c) Grossschwellen und Rücken.

Zu dieser Gruppe gehören die grössten und auffallendsten Erhebungen, welche einzeln und isoliert dastehend die weite offene Umgegend beherrschen. Hierher gehören: der sog. „Hiemägi“ — auf der Stufenfläche von Purtse, dann die Blauberge von Vaivaru und einige km nordöstlich von ihnen die unregelmässige Laagna-Anhöhe. Die Dimensionen dieser Erhebungen sind schon bedeutend grösser als diejenigen der erst beschriebenen, während ihre Länge 3—4 km und ihre Höhe bis 35 m erreicht. Der Gestalt nach sind sie keine einfachen

Grundformen mehr, sondern aus mehreren kleineren Erhebungen zusammengeschmolzene Gruppenformen.

Der „Hiemägi“ von Purtse.

Als besondere und mit der Umgegend in Missklang stehende Form erhebt sich auf der Stufenfläche von Purtse ein 1,5 km langer, von N nach S gerichteter Rücken, der sog. „Hiemägi“ (Abb. 10). Am Nordrande der Stufenfläche, wo er durch das steile Küstenkliff abgeschnitten wird, ist er 1 km breit und erreicht eine Höhe von 48,5 m ü. d. M. Seine relative Höhe über dem Niveau der Stufenfläche beträgt im W 25 m, im E 19 m. Zum S hin verschmälert sich der Rücken immer mehr und ist in seinem mittleren Teil nur noch 500 m breit; seine südlichste Partie stellt schliesslich einen steilen Rücken von 250 m Breite dar.

Der Scheitel des Rückens hält sich vom Meere beginnend 200 m weit auf der gleichen Höhe von 48—49 m, fällt aber dann in sanft geböschtem Abhang bis auf 44,5 m. Diese Höhe behält er bis zum steilen südlichen Ende bei. So hat der Hiemägi in seinen Hauptzügen die Gestalt eines dreieckigen, schwach gewölbten Schildes, dessen breiterer und flacherer Rand dem Meer zugewandt ist und mit dem Kliff zusammenfällt, während das verjüngte steilere Ende dem S zugekehrt ist. Der Hauptteil des Rückenscheitels liegt in einer Höhe von 44,5 m ü. d. M., während das Nordende des Rückens dieses Niveau ein wenig übersteigt und das Südende unter demselben zu liegen kommt.

Die Abhänge des Rückens sind nicht gleichmässig geböscht, sondern bilden zwei flache Stufen, die die Erhebung von allen Seiten umgeben. Die oberste Stufe befindet sich in einer absoluten Höhe von 44—45 m, den höheren Nordteil des Rückens umgrenzend und mit dem Niveau des mittleren Teils des Rückenscheitels zusammenfallend. Die zweite Stufe ist ca 8—9 m niedriger gelegen als die obere und tritt nur im nördlichen Teil des Rückens deutlicher hervor.

Die Blauberger von Vaivaru.

Die Blauberger von Vaivaru erheben sich als hohe, steilhängige Rücken mitten aus der flachen, offenen Umgegend und beherrschen den ganzen östlichen Teil des Gebiets (Abb. 11). Besonders stattlich sind die Berge vom N aus gesehen, dem die

steileren, fast vertikalen Abhänge der Rücken zugekehrt sind. Die südlichen Abhänge sind dagegen flach und gehen allmählich in die sie umgebende Ebene über. Ihrer Form nach stellen die Blauberger eine Gruppenerhebung dar, indem drei steilhängige, unsymmetrisch aufgebaute Rücken in einer von W nach E verlaufenden Reihe einer breiteren, schwellenartigen Anhöhe aufgesetzt sind. Von diesen Rücken ist der mittlere der am schönsten ausgebildete und besitzt die grösste absolute wie auch relative Höhe.

Die längliche Schwelle, die der Erhebung als Basis dient, ist in ihrem westlichen Teil schmal und zugespitzt und mit einer scharf eingeschnittenen Stufe an ihrem Fuss versehen. Im SW bildet die Schwelle eine Ausbuchtung, die sich nach S in einem langen, schmalen Zweig fortsetzt. Ein ähnlicher kürzerer und flacherer Zweig geht vom südöstlichen Teil der Schwelle aus. Von den Rücken, die von dem Scheitel der Schwelle aufragen, steht der westliche direkt am Nordrande derselben, so dass ihre Abhänge eine gemeinsame 30 m hohe Steilwand mit fast vertikalem oberem Teil bilden.

Der mittlere Rücken tritt mehr nach S zurück, behält aber weiterhin einen merklich steileren nördlichen Abhang bei. Die östliche Erhebung ist mehr kuppelförmig und ihre Abhänge sind in allen Richtungen fast gleich steil. Der nördliche Abhang der Schwelle, der als Basis für die Erhebungen dient, weist im E ein deutlich stufiges Profil auf, und an dem Fuss der Schwelle sind zahlreiche nackte Wanderblöcke zerstreut. Mehr im W vereinigen sich diese Stufen zu einem einheitlichen steilen Hang, dessen Fuss ca 34 m ü. d. M. liegt.

Die Blauberger von Vaivaru stellen einen strategisch wichtigen Stützpunkt dar, und zu einem solchen sind die Berge auch seit altersher verwandt worden. Auffallendere Spuren hinterliessen die Befestigungen aus der Zeit des Nordischen Krieges (1704) und des Weltkrieges (1915—16), welche als Gürtel von Gräben und Wällen quer über die Berge verlaufen. Die Gebäude und Einrichtungen des Gutes Vaivaru sowie auch das dichte Wegnetz haben die ursprüngliche natürliche Gestalt der Erhebungen stark verändert.

Die „Berge“ von Laagna.

Unter diesem Namen ist der Gruppenrücken von unregelmässigem, verzweigtem Grundriss bekannt, der beim Gut Laagna

im östlichsten Teil des Gebiets, ungefähr 5 km östlich von den Vaivaru'schen Bergen, gelegen ist. Der Hauptteil der Erhebung wird von einem ungefähr 5 km langen von SW nach NE verlaufenden wallartigen Rücken gebildet, auf welchem das Dorf Repniku und das Gut Laagna liegen, und längs welchem sich die Tallinna — Narva Strasse hinzieht. Die beiden Enden des Rückens sind niedriger und sanfter geböscht (mit einer relativen Höhe von 6—8 m), der mittlere Teil erreicht dagegen eine Höhe von 16 m und erweitert sich zugleich im NW zu einem dreieckigen Plateau, von welchem kürzere wallartige Rücken in verschiedenen Richtungen auslaufen. Deren Knotenpunkt stellt den zweiten höheren Punkt der Gruppenerhebung dar, der ca 48 m ü. d. M. und 16 m über der ihn umgebenden Ebene liegt. Der von diesem Knotenpunkt in NE-Richtung ausgehende Rücken ist einer niedrigen Tafel aufgesetzt, sodass deren steiler Nordrand mit dem Hang des Rückens zusammenfällt.

d) Kleinrücken und Kuppen von länglicher Gestalt.

Zu dieser Gruppe gehören über das ganze Gebiet zerstreute, vor allem aber in der Umgegend der Talmündungen auftretende, kleinere Rückenerhebungen, deren Höhe selten 1—2 m übersteigt, während die Länge mehrere km erreichen kann. In ihnen sind alte Strandwälle und Dünen leicht zu erkennen.

Ein typisches Beispiel ist der mehrere km lange, 1—2 m hohe Strandwall im W des Gebietes, der sich auf dem oberen Rande der von W nach E verlaufenden Tafelstufe von Raudna angefangen über Koogu und Rannaküla bis nach Kõrgküla erstreckt. Beim letztgenannten Orte löst er sich in eine Reihe niedriger, parallel verlaufender Wälle auf, die sich nach E bis zum Dorfe Purtse fortsetzen. Kurze Rücken und Kuppen von unregelmässigem, gekrümmtem Grundriss gibt es weiter auf der Stufenfläche von Purtse und östlich davon zwischen den Dörfern Moldova und Varja. Zwischen den Gütern Aa und Saka zieht sich wiederum ein regelmässig ausgebildeter, flacher Strandwall hin, der vom hohen Kliff jäh durchschnitten wird. Ähnliche niedrige Wälle und Rücken von bald regelmässigerer, bald unregelmässigerer Gestalt sehen wir auch in der Umgegend anderer Talmündungen in Toila, Voka, Konju und Künnapää. Als steiler Rücken mit unsymmetrischem Querprofil fällt die

einige km lange Düne auf dem Strandstreifen zwischen Pimestiku und Mammusaare ins Auge.

Während alle erwähnten Kleinkuppen und Rücken sich in der Nähe des Kliffs gruppieren, stehen einige gut ausgebildete Rücken ausnahmsweise im S auf der Platte von Aidunõmme und Kohtla, wo sie von SW nach NE gerichtete Reihen bilden.

6. Täler.

Die in der Oberflächengestaltung ins Auge fallenden Täler sind nur am Nordrand der Küstentafel zu sehen, wo ein beträchtlicher Höhenunterschied zwischen der hochgelegenen Tafelfläche und dem niedrigen Strandstreifen besteht. Die Flüsse werden auf der Tafelfläche nur auf eine kurze Strecke, höchstens 5 km vom Tafelrande, von einem ausgesprochenen Talgraben begleitet. Weiter südlich sehen wir statt der Täler nur mit Wasser ausgefüllte, flache Laufrinnen. Nur das Tal des Purtse-Flusses durchquert das Gebiet in dessen ganzer Breite, sich noch weiter nach S fortsetzend.

Nach der Tiefe und Breite der Täler, nach ihrem Längs- und dem vorherrschenden Querprofil teilen wir sie in zwei Hauptgruppen ein:

1) Gewundene Sohlentäler mit abgestuften Hängen; hierher gehören die vier grössten Täler des Gebiets: die Täler von Purtse, Pühajõe, Voka und Sõtke.

2) Gerade oder verzweigte, steilhängige Kerbtäler, im Küstenkliff und in den Hängen der Sohlentäler.

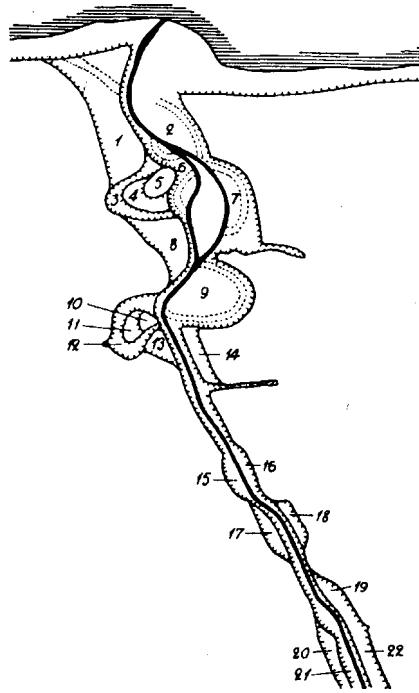
a) Sohlentäler.

Gemeinsame morphographische Züge der Sohlentäler sind: das Auftreten einer breiten mit flachen Hängen versehenen Talung, in deren Sohle die Täler selbst eingeschnitten sind, ein mehr oder weniger gewundener Verlauf und — besonders im Mündungsteil — das Auftreten von Längsstufen in den Hängen. Im Folgenden sind die individuellen Abweichungen in der Gestalt und Ausbildung der Täler eingehender erörtert worden.

Das Purtse-Tal.

Das Purtse-Tal zerfällt in drei in ihrem Querprofil und nach dem Gefälle voneinander abweichende Teile. Im S des Gebietes,

von Uniküla bis ungefähr Püssi, erscheint es als 3—5 m tiefes (von der Tafelfläche bis zum Flusspiegel gerechnet) und 10—30 m breites Sohlental mit mässig geböschten Hängen (Abb. 12). Nur an jähren Biegungen haben sich schroffe Prallhänge gebildet. Das Gefälle ist hier ziemlich gering und der Wasserlauf dementsprechend langsam. Beim Gut Püssi bildet sich bei einer weit nach E abweichenden Schlinge eine breite Sohle, die einige m über dem Flusspiegel liegt. Von hier aus nimmt das Tal die Gestalt eines geraden oder nur schwach gewundenen Sohlentales an, dessen Hänge steil sind, und dessen Sohle fast durchweg vom Flussbett eingenommen wird oder nur stellenweise schmale Flutsohlenleisten aufweist. Das Flussgefälle ist auch hier noch gering und die Strömung kaum merkbar. Meerwärts vom Dorf Purtse, dort, wo das Tal sich von der oberen Fläche der Tafel zur niedriger gelegenen Stufenfläche senkt, beginnt das Gefälle und die Tiefe des Tals merklich zuzunehmen. Dieser Teil des Tales bildet den dritten Absatz. Zu beiden Seiten des Tals breitet sich eine weite, sanft ansteigende Talung aus, deren Sohle die erwähnte Stufenfläche darstellt. Der auf der Stufenfläche sich erhebende Hiemägi spaltet die Talung in zwei Zweige. Der eigentliche Talgraben hat sich im westlichen Zweige ausgebildet. Das Tal schlängelt sich stark, besonders im Mündungsteil, und bildet grosse, zum Teil schon verlassene Schlingen und von diesen umgebene Umlaufsberge. Die Schlingen befinden sich auf einer wechselnden Höhe über dem heutigen Flusspiegel. Zwischen das Flussbett und die Talhänge sind an den beiden Seiten des Flusses in wechselnder Höhe gelegene unterbrochene Längsterrassen eingekleilt. In der Tabelle unten finden



F g. 4. Der Mündungsteil des Purtse-Tales. 1:30 000.

wir die Höhen der auf der Karte (Fig. 4) durch Nummern bezeichneten deutlicher ausgebildeten Terrassen.

Tal-Terrasse:	Höhe ü. d. M. in m:			
	am Innenrand	am Aussenrand	mittlere Höhe	Höhengruppe
1	6,0	6,7	6,4	
2	2,7	3,6	3,2	
3	5,9	7,6	6,7	
4	—	11,0	—	III
5	16,3	17,7	17,0	
6	1,5	2,1	1,8	I
7	3,0	3,9	3,5	
8	9,0	11,2	10,1	III
9	1,2	1,9	1,5	I
10	8,0	8,4	8,2	
11	4,7	5,1	4,9	II
12	2,8	2,8	2,8	
13	—	—	10,8	III
14	5,6	5,7	5,7	II
15	—	2,3	2,3	} I
16	—	2,3	2,3	
17	4,2	4,8	4,5	} II
18	4,8	4,8	4,8	
19	5,7	7,3	6,5	
20	5,9	7,7	6,8	
21	—	1,4	1,4	I
22	4,1	6,0	5,0	II

Die Höhen der Terrassen wechseln ziemlich stark, dennoch kann man unter ihnen drei deutlichere Gruppen (I—III) unterscheiden, die den einzelnen Phasen in dem Entwicklungsgang des Tales entsprechen. I ist die heutige Flutsohle. Auf diese Frage kommen wir noch im genetischen Teil zurück (siehe Fig. 15).

Das Pühajõe-Tal.

Das Pühajõe-Tal ist in eine breite, flache Talung, die eine weite, beckenförmige Einsenkung der Tafelfläche mit dem Meer verbindet, eingeschnitten. Die Talung erweitert sich an der

Küste zu einer breiten Trichtermündung, und wird hier vom Küstenkliff abgeköpft. Das Pühajõe-Tal zieht sich schlängelnd und oft seine Richtung ändernd in dieser Talung hin. Weiter im S zwischen der Mühle von Lagedi und dem Gut Pühajõe steht es als einfaches 10—15 m tiefes Sohlental mit steilen Hängen da; im Mündungsteil ist es aber bedeutend tiefer und besitzt stufenförmig abfallende Hänge. Die Terrassen sind nicht so deutlich ausgebildet, wie im Purtse-Tal; dennoch kann man an ihnen die den einzelnen Stadien der Talentwicklung entsprechenden Höhengruppen beobachten (siehe Fig. 5 u. 16).

Tal- terrasse:	Höhe über dem Flusspiegel m:			
	Am Innen- rand	Am Aussen- rand	Mittlere Höhe	Höhen- klasse
1	9,0	10,8	9,9	
2	7,7	7,9	7,8	II
3	3,1	3,2	3,2	
4	15,5	17,9	16,7	III
5	4,1	5,1	4,6	
6	7,1	8,3	7,7	II
7	18,7	21,2	20,0	
8	6,1	8,8	7,5	II
9	14,5	16,7	15,6	III
10	14,0	16,4	15,2	III
11	4,6	5,6	5,1	
12	1,0	1,9	1,5	I
13	2,8	3,6	3,2	
14	7,6	8,8	8,2	II
15	16,1	19,1	17,6	III
16	12,6	14,1	13,4	III
17	1,2	1,5	1,4	I
18	2,0	2,0	2,0	I

Das Voka-Tal.

Das Voka-Tal hat eine viel einfachere Gestalt. Von demselben Becken, aus welchem die Pühajõe-Talung ihren Anfang nimmt, zweigt sich noch eine andere Talung ab, in die das schmale, geradlinig verlaufende Sohlental von Voka eingeschnitten ist. Der Fluss besitzt ein verhältnismässig starkes Gefälle,

dieses ist aber durch den am Gut Voka erbauten Damm verändert worden. Aus diesem Grunde scheint der unterhalb des Dammes befindliche Teil des Tales tiefer zu sein, als der obere mit dem gestauten Wasser ganz angefüllte. Der Fluss wird hauptsächlich von den im S gelegenen Vasavere- und Kurtna-Seen gespeist, mit welchen er durch künstlich angelegte Gräben in Verbindung steht.

Das Sõtke-Tal.

Das Sõtke-Tal erinnert stark an das Tal des Pühajõgi: eine gleichartige, am Meere mit einer breiten Trichtermündung versehene Talung, in welche der gewundene Talgraben eingeschnit-

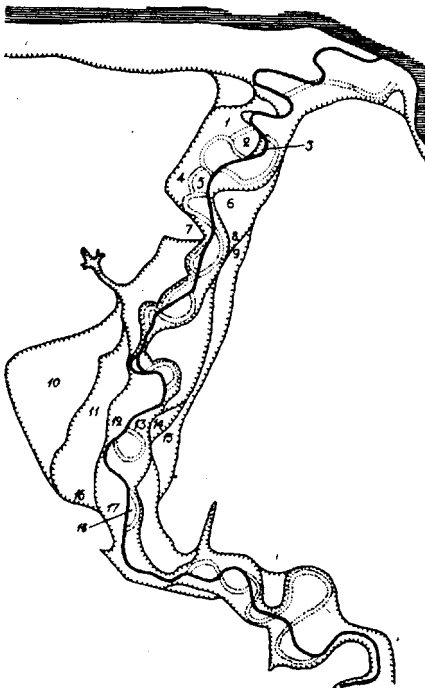


Fig. 5. Der Mündungsteil des Pühajõe-Tales. 1:22 500.

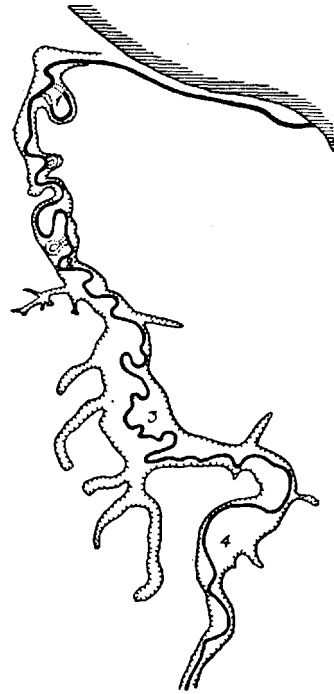


Fig. 6. Der Mündungsteil des Sõtke-Tales, 1:30 000.

ten ist. Der südliche Teil des Tals tritt aus dem Bereich der Talung in das Gebiet der ebenen Kalksteintafel, nimmt hier einen geraden Lauf an und erhält vertikale, stellenweise sogar überhängende Hänge. Noch weiter im S wird das Tal niedriger, verflacht sich zu einem unansehnlichen Muldental und geht schliesslich in die ebene Tafelfläche über.

Innerhalb der Längsterrassen des Tals herrschen drei Höhengruppen von ungefähr 1 m, 3,5 m und 8—9 m vor, wie aus der folgenden Tabelle zu ersehen ist (vergl. Fig. 6 u. 17).

Tal- terrasse:	Höhe über dem Flusspiegel m:			
	am Innen- rand	am Aussen- rand	mittlere Höhe	Höhen- klasse
1	0,6	0,8	0,7	I
2	3,2	3,9	3,5	II
—	9,3	—	9,3	III
3	—	3,6	3,6	II
4	2,7	4,3	3,5	II
—	7,9	8,3	8,1	III

b) Kerbtäler.

Kerbtäler bilden und entwickeln sich an den mit grösserem Böschungswinkel versehenen Hängen, nämlich am Rand der Küstentafel und in den steilen Hängen der Sohlentäler. Ihrem Grundriss nach sind die Kerbtäler entweder einfach, gerade, oder aber federförmig verzweigt. Die Länge der Täler wechselt stark, die allergrössten erreichen ungefähr 1 km. Im Querprofil besitzen die Kerbtäler einheitliche, steile Hänge (20—50°), welche scharf zusammenstossen. Die grösste Tiefe erreicht der Mündungsteil, wo sie bis zu 30 m betragen kann. Einige Täler gleichen in ihrem Oberlauf flachen Muldentälern, oft aber beginnen die Kerbtäler mit einem steilwandigen zirkusartigen Schluss, der besonders für die in den harten Kalksteingrund eingeschnittenen Kerbtäler charakteristisch ist (z. B. das „Langevä oja“-Tal von Sötke, die „Uku“-Schlucht bei Päite, die „Karjaoru“-Schlucht bei Ontika u. a.). Kleinere Kerbtäler haben oft Stufenmündungen, die grösseren aber münden meist gleichsöhlig. Die hängenden Kerbtäler besitzen gewöhnlich in ihren Mündungen regelmässig ausgebildete Schwemmkegel, besonders da, wo die Täler die mächtigere Bodendecke oder den lockeren Sandsteingrund durchschneiden (z. B. das Tal von Perjatse, die Kerbtäler im Rande der Stufenflächen von Purtse und Konju).

Einen besonderen Typus von Kerbtälern stellt das in den Kalksteinuntergrund eingeschnittene Tal des Sepa- oder Aluoja dar, das in der Nähe des Gutes Pühajõe in das Pühajõe-Tal

mündet und in seinem Längsprofil übereinanderliegende steile Terrassen aufweist (Abb. 15).

Im Zusammenhang mit den Kerbtälern wären noch die bei Püssi und Lügänuise in das Purtse-Tal mündenden kleineren, trockenen Mulden- und Sohlentäler zu erwähnen, die nicht durch gewöhnliche Erosion des fließenden Wassers entstanden sind, sondern Karsterscheinungen darstellen.

7. Geschlossene Hohlformen.

Im Vergleich zu den Tälern spielen die geschlossenen Hohlformen in der Oberflächengestaltung der Küstentafel nur eine geringe Rolle. Wenn wir die auf der Tafelfläche befindlichen, äusserst flachen Becken und Einsenkungen zu den Unebenheiten der Tafelfläche selbst zählen, dann bleiben als geschlossene Hohlformen nur an einigen Stellen der Tafel (in der Umgegend von Püssi) auftretende Karstformen und vom Menschen geschaffene Formen, wie Steinbrüche, Sand- und Kiesgruben usw. übrig. Die grössten geschlossenen Hohlformen des Gebiets gehören gerade zu den letzteren.

Im allgemeinen ist die Grösse der geschlossenen Hohlformen eine geringe; im Durchmesser erreichen sie höchstens 600 m und die grösste Tiefe beträgt ungefähr 10 m (die Kiesgrube von Saka). Die Hauptzahl der geschlossenen Hohlformen besitzt aber bloss einen Durchmesser von einigen zehn m und ist 2—3 m tief. Die Karsthohlformen von Püssi haben meist eine regelmässige trichter-, kessel- oder wannenförmige Gestalt, einige erscheinen auch als unregelmässige Gruppenformen. Die künstlichen Formen stellen aber flache Schüsseln, Wannen und Gräben von äusserst unregelmässigem, zerlapptem und buchtigem Grundriss dar.

B. Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen.

Wenn wir die Verbreitung der Formentypen auf der Karte (Taf. I) betrachten, können wir folgende Gesetzmässigkeiten entdecken. Die Strand- und Küstentypen breiten sich zonal aus und liegen innerhalb dieser Zonen in einer Reihe nebeneinander. Südlicher breitet sich die Tafelfläche aus. Die Aufwölbungen und Einsenkungen ihrer schwachwelligen Oberfläche wechseln miteinander in einer Haufengruppierung, während die

Stufenflächen reihenweise am Rande der Tafel in Verbindung mit den Talmündungen angeordnet sind. Die Täler durchlaufen die Küstentafel im allgemeinen parallel zueinander in der Richtung von S nach N. Kleinere Kerbtäler gruppieren sich hauptsächlich in der Nähe grösserer Täler, am Rande der Stufenflächen. Die geschlossenen Erhebungen sind auf der Tafelfläche und den Stufenflächen zerstreut und gruppieren sich hauptsächlich auf den höheren, gewölbten Partien der Tafelfläche. Die Gipfelerhebungen zeigen meist eine Haufengruppierung, die Rückenerhebungen dagegen Reihengruppierung. Geschlossene Hohlformen stehen meist einzeln da.

Dort, wo die Aufwölbungen der Tafelfläche den Tafelrand erreichen, haben sich das hohe, steile Kliff (Typus a) und der schmale, schuttbedeckte Strandstreifen (Typus b) ausgebildet. Dagegen sind den bis auf den Tafelrand sich ausdehnenden, niedrigeren, eingesenkten Teilen der Tafelfläche und den Stufenflächen das niedrigere und sanfter geböschte Kliff (Typus b) und der breite sandige Strandstreifen (Typus a) eigen. Letzterer ist am breitesten in den Talmündungen, wo die Strandlinie entsprechende Ausbuchtungen aufweist. Der Blockstrand ist hauptsächlich im östlichen Teil der Küste an den Spitzen der kurzen Landzungen ausgebildet.

C. Die Formengruppen und ihre Verbreitung.

Auf Grund der oben klargelegten Gesetzmässigkeit in der Gruppierung und Verbreitung der Formentypen bilden diese beim Zusammenauftreten die Formengruppen, die nicht nur Gruppen bestimmter Formengattungen — Erhebungen, geschlossener oder offener Hohlformen — darstellen, sondern die als Komplexe typisch sich gruppierender und miteinander kombinierter Formen aufzufassen sind, soweit sie an der Oberflächengestaltung beteiligt sind. Als solche erscheinen bei der Oberflächengestaltung der nordostestländischen Küstentafel folgende Typen von Formengruppen:

1) Die Kliffküste mit hohem, steilem Kliff und schmalem Strandstreifen (Abb. 5). Der bis zum Rande der Küstentafel reichende, höhere, gewölbte Teil der Tafelfläche ist an der Meeresseite von einem 42—55 m hohen Kliff begrenzt.

Im Kliffprofil unterscheiden sich die vertikale, teilweise überhängende Kliffwand und die sich am Fuss der Wand hinziehende, unebene, weniger steile Schuttböschung deutlich voneinander. Der Fuss der Schuttböschung ist von einem schmalen, einige m breiten Strandstreifen umsäumt.

2) Die Kliffküste mit niedrigerem, flacherem Kliff und breitem Strandstreifen (Abb. 7 u. 8) — ist den niedrigeren Partien der Tafelfläche eigen. Das Kliff erreicht nur eine Höhe von 22—34 m ü. d. M., besitzt zugleich eine mässigere Böschung (20—35°) und weist keine deutliche Grenze zwischen seinem oberen Teil und der am Fusse gelegenen, ebenen, flachen Schuttböschung auf. Der Strandstreifen vor dem Kliff ist 50—650 m breit und ziemlich eben.

3) Talmündung. An der Stelle, wo die Täler in die Küste münden, treten zahlreiche Formen auf, die hier eine besondere, typische Formengruppe bilden. Der Mündungsteil des Tals, der meistens die Gestalt eines mäandernden tiefen Sohlentals besitzt, wird von einer dreieckigen oder halbkreisförmigen Stufenfläche umgeben, welche ein wenig niedriger liegt, als die sie umgebende eigentliche Tafelfläche. Der dem Meere zugewandte Rand der Stufenfläche wird von einem 22—34 m hohen Kliff vom Typus b gebildet, das seinerseits von einem breiten Strandstreifen (Typus a) umsäumt wird. Das Kliff wie auch die steilen Talhänge werden von zahlreichen kurzen Kerbtälern durchschnitten, die entweder gleichsohlig münden oder Stufenmündungen aufweisen. Auf der Stufenfläche gruppieren sich haufenweise kleinere Erhebungen.

4) Das Tafelflachland — entspricht dem oben als eigentliche Tafelfläche näher beschriebenen Formentypus. Als Unebenheiten treten die sanftgeböschten Tafelstufen, flache Täler, sowie kleinere Erhebungen und geschlossene Hohlformen auf.

5) Die Formengruppe von Grossrücken — im östlichen Teil der Küstentafel, in Gestalt der „Berge“ von Vairu und Laagna.

D. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes.

Von der Verteilung der typischen Formengruppen auf der Küstentafel hängt der regionale Wechsel der Oberflächengestal-

tung derselben ab, und zugleich auch deren Gliederung in kleinere morphographische Einheiten — Teilräume der Oberflächengestaltung. Die Formengruppen der Kliffküste und der Talmündungen entsprechen ihrer Ausdehnung nach den Teilräumen, das Tafelflachland nimmt aber allein den vorherrschenden Teil des Gebietes ein, und aus diesem Grunde muss man es, die lokalen Wechsellerscheinungen in Betracht ziehend, weiter in kleinere Teile zerlegen. Vor allem unterscheiden sich hier die höher gelegenen, aufgewölbten, stellenweise von deutlichen Tafelstufen begrenzten Platten und die niedriger gelegenen, eingesenkten, flachsohligen Becken voneinander und können als selbständige Teilräume der Oberflächengestaltung betrachtet werden.

So ergeben sich folgende Teilräume der Oberflächengestaltung des Küstentafellandes (Fig. 7):

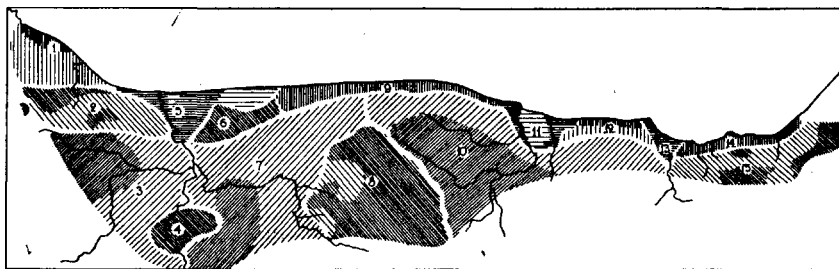


Fig. 7. Die morphographische Gliederung des Küstentafellandes, 1:750 000. Die vertikale Schraffierung deutet die Formengruppe der Kliffküste, die horizontale — die Talmündungen, \\\\ — die Aufwölbungen, //// — die Einsenkungen des Tafelflachlandes an. Die typischen Gebiete sind dichter schraffiert.

- 1) Die Kliffküste von Aseri.
- 2) Die Platte von Kõogu-Kõrgküla — im N von einer deutlichen Tafelstufe begrenzt, auf deren Rande sich lange, wallartige Kleinrücken hinziehen.
- 3) Das Lügause-Becken — das Sammelgebiet der Bäche Koljala und Uuemõisa — wird im E vom Purtse-Tal begrenzt. In der Umgegend von Püssi treten kleine geschlossene Hohlformen (Karstdolinen) auf.
- 4) Die Platte von Maidli — mit dicht gruppierten Kleinbuckeln und Rücken.
- 5) Die Talmündung von Purtse. — Die Stufenfläche dehnt sich im E als schmaler Ansatz bis nach Saka aus. Der

auf der Stufenfläche sich erhebende Grossrücken „Hiemägi“ ist als ein in die typische Formengruppe nicht gehörendes Sondergebilde zu betrachten.

6) Die Platte von Moldova. — Am Nordrande eine deutliche Tafelstufe. Die Oberfläche der Platte ist wegen der dicht gruppierten Kleinbuckel und Rücken ziemlich uneben.

7) Das Becken von Hiie-soo — das Sammelgebiet der Bäche Roodu und Varja — ist westwärts zum Purtse-Tal geneigt.

8) Die Kliffküste von Ontika-Martsa.

9) Die Platte von Kohtla-Jõhvi — im N und NE von einer flachen Tafelstufe begrenzt — senkt sich allmählich nach S zu. Ein Wechsel in der Oberflächengestaltung macht sich in Form von Klein- und Grosskuppen und Kleinrücken bemerkbar.

10) Das Pühajõe-Becken — das Sammelgebiet des Pühajõe- und Mägara-Flusses. Geht im SE in das weite Peipsi-Becken über.

11) Die Talmündung von Pühajõe.

Die Kliffküste von Voka.

Die Talmündung von Voka-Konju.

12) Die Kliffküste von Künnapää-Päite.

13) Die Talmündung von Sõtke.

14) Die Kliffküste von Sillamäe-Meriküla — stellt den 2. Typus der Formengruppen dar (Kliffküste mit flacherem Kliff und breitem Strand). Das Kliff ist durch grosse Kerbtäler reichlich zergliedert.

15) Die Rückengruppe von Vaivaru-Laagna.

II. Der geologische Bau.

Im Vorangegangenen erhielten wir Aufschluss über die äussere Gestalt der Oberfläche der Küstentafel, über die Formentypen und die aus diesen gebildeten typischen Formengruppen, wie auch über die Einteilung des Gebiets in kleinere morphographische Einheiten, in die Teilräume der Oberflächengestaltung. Das volle Verstehen der physiologischen Vorgänge, wie auch der Entstehung und des Entwicklungsganges, setzt ausser einer Kenntnis der äusseren Gestalt der Oberfläche auch die Kenntnis der Zusammensetzung (Struktur) und des inneren Baus der Formen voraus. Die Darstellung und Erörterung dieser Faktoren ist die Aufgabe des vorliegenden Abschnitts.

Schon bei der ersten oberflächlichen Betrachtung sehen wir, dass an dem Aufbau der Oberflächenformen des nordostestländischen Küstentafellandes zwei Hauptagentien sich beteiligen, welche in ihren physikalischen Eigenschaften, wie auch in ihrer physiologischen Bedeutung stark auseinandergehen. Diese zwei Agentien sind — der Untergrund (das anstehende Gestein) und die lose Bodendecke. Jener bildet die Hauptmasse der Küstentafel selbst und bestimmt die allgemeinen Züge der Formen. Diese deckt das anstehende Gestein mit einer Schicht von wechselnder Mächtigkeit und bedingt die kleineren Formen und die Einzelheiten des Reliefs. Wegen der Verschiedenheit ihrer Eigenschaften und ihrer Bedeutung verlangen der Untergrund und die Bodendecke verschiedene Untersuchungsmethoden und müssen getrennt ein jedes für sich beschrieben werden.

Die Aufhellung des inneren Baues und der Zusammensetzung der Formen der Erdoberfläche ist im allgemeinen Aufgabe der Geologie. Aber nicht alle die Tatsachen und Standpunkte, die für die Geologie ausschlaggebend sind, finden in

der Geographie, insbesondere in der Geomorphologie, das gleiche Interesse, obgleich diese sich auch auf die Ergebnisse der Geologie stützt. Für die Untersuchung und Darstellung der Oberflächengestaltung vom geographischen Standpunkt aus haben das Alter der Gesteine, deren Fossiliengehalt, die Genesis der Gesteine und die Verhältnisse, die dabei geherrscht haben, keine Bedeutung, da alle diese Faktoren schon fertig vorhanden waren, lange bevor die Zeitperiode eintrat, in welche die Bildung der gegenwärtigen Formen zurückreicht, und da sie zugleich keinen Einfluss auf den Verlauf der gegenwärtigen physiologischen Vorgänge haben. Wichtig sind nur einige physikalische und chemische Eigenschaften des Untergrundes und der Wechsel dieser Eigenschaften innerhalb der verschiedenen Teile des Untergrundes, in verschiedenen Stufen und Schichten. Diese für uns wichtigen Eigenschaften der Gesteine sind: die Verwitterungsart (chemische oder mechanische), die Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung und die Wasserdurchlässigkeit. Bei der Bodendecke ist dagegen die Kenntnis der Entstehungsweise ihrer verschiedenen Arten, deren Alters und zu dessen Bestimmung die Kenntnis des Gehalts an Fossilien wichtig, da die Bodendecke meist ein rezent es Gebilde ist und entweder als Produkt gegenwärtiger physiologischer Vorgänge dasteht, oder uns die Umstände ergründen hilft, unter welchen die heutige Oberflächengestaltung zustande gekommen ist.

Es gibt noch keine exakte Methode zur Bestimmung der Widerstandsfähigkeit des Untergrundes, welche unanfechtbare und in jeder Beziehung stichhaltige Schlüsse ermöglichen könnte. Man könnte die Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteinsarten im Laboratorium mit Hilfe entsprechender Apparate und Einrichtungen prüfen, wie man z. B. mit dem Baumaterial verfährt, aber dabei wären noch lange nicht alle in dieser Beziehung massgebenden Faktoren in Betracht gezogen. Unberücksichtigt blieben dann alle Eigenschaften, die aus der Kombination der Gesteine zu der umfangreichen Masse des Untergrundes hervorgehen, wie die Lagerungsverhältnisse, die Klüftensysteme u. s. w. Und dennoch muss die Bestimmung der Widerstandsfähigkeit vom Untergrund selbst ausgehen, und nicht von den Formen, welche bei der Abtragung des Untergrundes entstanden sind. Anderenfalls würden wir unsere Beweise auf Tatsachen stützen, die selbst eines Beweises bedürfen.

Passarge¹⁾ nennt folgende für die Widerstandsfähigkeit der Gesteine massgebende Faktoren: die Härte (Härte der gesteinsbildenden Mineralteilchen und deren Kohäsion), deren Schwankungen und die durch letztere bedingte Fluktuationsfähigkeit, weiter Zerklüftung, Porosität und chemische Löslichkeit.

Da Passarge in seinem morphologischen Atlas eine kartographische Darstellung, unter anderem auch eine solche der Widerstandsfähigkeit des Gesteinsgrundes, zum Ziel hat, so war er gezwungen, wegen der geringen Mächtigkeit der Schichten und des raschen Wechsels der Widerstandsfähigkeit derselben, das Mass mittlerer Widerstandsfähigkeit für einen grösseren Schichtenkomplex abzuschätzen und festzustellen. Die Genauigkeit und der Wert der Karte für die Aufhellung der Beziehungen zwischen der Gestaltung der Oberflächenformen und deren innerem Bau wurde dadurch bedeutend herabgesetzt. Das ist ein unvermeidlicher Mangel aller solcher Karten.

Rathjens²⁾ wendet schon eine vereinfachte Methode an, indem er nur Härte, Zerklüftung und Wasserdurchlässigkeit unterscheidet und, diese Eigenschaften summierend, die allgemeine Widerstandsfähigkeit erhält, deren verschiedene Stufen auf der Karte verzeichnet werden.

Christa³⁾ meint, dass die Widerstandsfähigkeit gegenüber der Abtragung vor allem von der Durchlässigkeit der Gesteine abhängt und auf Grund dieser bestimmt werden könne.

Nach Passarge's Meinung⁴⁾ ist es unmöglich, eine allgemeingültige, bestimmte Skala für die Widerstandsfähigkeit der Gesteine aufzustellen. Das wäre nur für kleinere Gebiete unter Berücksichtigung aller Einflüsse denkbar, aber auch dann nur für einzelne angreifende Kräfte. Die nordostestländische Küstentafel ist aus verhältnismässig wenigen, nach Widerstandsfähigkeit und nach allgemeinen physikalischen Eigenschaften voneinander abweichenden Schichten aufgebaut, welche man leicht trennen und kartographisch darstellen kann (Fig. 8). In der folgenden eingehenderen Behandlung der Schichten und Gesteine

1) Morphologischer Atlas, Erläut. z. Lief. I, S. 148. — Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 108.

2) Morphologischer Atlas, Erläut. z. Lief. II, S. 14.

3) E. Christa, Zum Problem der Stufenlandschaft. Centralbl. f. Miner. etc. 1924, S. 438.

4) Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 110.

war ich bestrebt, das Mass ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung vergleichend abzuschätzen, dieses durch relative Wertzahlen bezeichnend. Letztere sind nicht Ergebnisse einer Summation zweier oder dreier vorherrschender Eigenschaften, nach dem Vorbild Rathjens', sondern bei ihrer Ableitung sind nach Möglichkeit alle Bedingungen und Einflüsse abgewogen und in Betracht gezogen worden. Diese Zahlen finden wir in der Tabelle S. 43 verzeichnet.

A. Der Untergrund.

Das nordostestländische Küstentafelland ist geologisch ein Randteil der Russischen Sedimenttafel. Dieser Komplex paläozoischer Schichten ruht in den Hauptzügen sohlig und undisloziert auf archaischem Sockel, welcher als Fennoskandisches Massiv weiter im N und NW zutage tritt. Die Grenze zwischen den beiden Formationen ist meistens durch eine deutlich ausgebildete Stufe — den sog. Glint — markiert. In die Vertiefung an seinem Fuss ist das Meer eingedrungen und hat die Stufe an einigen Stellen noch deutlicher und steiler geformt. Das ist gerade für den grössten Teil der nordostestländischen Küste der Fall. Die von der Abrasion angegriffenen Stellen bilden zugleich grossartige Aufschlüsse, aus denen man eine klare und detaillierte Vorstellung über den Aufbau der Küstentafel gewinnen kann.

Folgende aus Kambrium und Untersilur (Ordoviciun) stammende Sedimentschichten von wechselnder Mächtigkeit und petrographischem Charakter bilden das Glintprofil (siehe Tabelle S. 43 u. Fig. 3, III, Abb. 13).

Die grösste Gesamtmächtigkeit des ü. d. M. hervorragenden Teils des Schichtenkomplexes beträgt 55 m (Ontika), die geringste Mächtigkeit erreicht ca 30 m (Utria).

Auf der oberen Fläche der Küstentafel stehen ausserdem in breiteren Zonen noch andere Kalkstufen an (Kukruse-Stufe C₂, Jõhvi-Stufe C₃), welche im allgemeinen den im oberen Teil des Glints vertretenen Kalksteinen ähneln. Die Kukruse-Stufe enthält weiche Zwischenschichten von bituminösem Mergelschiefer.

Das ganze Schichtenpaket liegt fast horizontal mit einem kaum merkbaren Fallen ($1/4$ — $1/2^\circ$) nach S. Eine der wenigen Dislokationserscheinungen besteht in einer lokalen, schwachen Aufbiegung des Schichtenverbandes zu von N nach S gerich-

	Der petrographische Charakter	Mittlere Mächtigkeit m	Relative Widerstandsfähigkeit	Stratigraphische Bezeichnung 1)	
Kalksteine	g) Kalksteine mit deutlicher horizontaler Bankung und vertikaler Zerklüftung, enthalten dünnere, mergelige Zwischenschichten	12	4—6 6	C ₁ { Tallinna-Stufe Aseri-Stufe B ₃ Kunda-Stufe B ₂ Paltiski-Stufe — oberer Teil (Glaukonitkalk)	Untersilur
Ton, Sandsteine und Schiefer	f) Lehmiger Sand mit Glaukonitkörnern	1	2	B ₁ Paltiski-Stufe — unterer Teil (Glaukonitsand)	
	e) Tonschiefer	1,5	2	A ₃ Dictyonema-Schiefer	
	d) Lockerer Quarzsandstein mit Schiefereinlagerungen und Zwischenschichten von losem Sand	5	2—3	Obolensandstein	
	c) Quarzsandstein von wechselndem Bestand und wechselnder Härte	10	2—4	A ₂ { Weisser petrefaktenleerer Quarzsandstein	Kambrium
	b) Toniger und dolomithaltiger Sandstein	7	4	Eophyton-Sandstein	
	a) Reiner plastischer Ton	max. 18	3	A ₁ Blauer Ton	
Meeresspiegel					

Die ausgezogene Linie deutet das Vorhandensein einer scharfen Grenze zwischen den Schichten an, die punktierte Linie bezeichnet dagegen einen allmählichen Übergang. Die wellige Linie bedeutet Diskordanz (das Fehlen einiger Formationsglieder oder transgressive Lagerung).

teten flachen Antiklinalen, wodurch die Schichten ausser dem erwähnten südlichen Fallen stellenweise ein kleineres unregelmässiges Fallen nach E und W bekommen. Die Sattellinien zweier solcher Antiklinalen durchqueren die Küste bei Ontika und Toila. Die Schichten scheinen auch bei Päite ein wenig aufwärts gebogen zu sein. Das erwähnte östliche Fallen ist am auffallendsten bei Päite, wo es auf einer kurzen Strecke von 0,5 km bis auf 9 m/1 km ansteigt²⁾. An anderen Stellen ist dieses

1) Nach H. Bekker, Übersicht über die Ergebnisse der Untersuchungen auf dem silurischen Gebiet Estlands (estn.), „Loodus“, Tartu 1922 und „Lehrbuch der historischen Geologie“ (estn.), Tartu 1923.

2) Nach den Messungen von K. Janson.

Fallen äusserst gering. Ausserdem sind die Kalksteine von einem regelmässigen Netz von Vertikalklüften, sog. Diaklasen, durchsetzt, welche stellenweise in Verbindung mit kleineren, einige cm oder dm betragenden Verwerfungen zu stehen scheinen. Schreiten wir von der Küste aus nach S, so folgen wir dem allgemeinen Fallen der Schichten, von den älteren zu den jüngeren übergehend. Der grösste Teil der Schichten tritt nur im Durchschnitt am steilen Kliff zutage, und erst die obersten Stufen finden wir auf der Tafelfläche in breiten von W nach E verlaufenden Zonen anstehen.

1. Der blaue Ton.

Ausbreitung und Mächtigkeit. Der untere Teil des Kliffs wird von sog. blauem Ton gebildet, welcher auch auf dem Strandstreifen am Fusse des Kliffs ansteht und sich weiter auf dem Meeresgrund fortsetzt. Er ist meist von mächtigen Schutthalden, die den Fuss des Kliffs umsäumen, bedeckt und tritt nur stellenweise auf dem Strandstreifen und in den das Kliff durchschneidenden Tälern zutage. Noch seltener sind die Stellen, wo man die obere Grenze des blauen Tons sehen kann. Das Feststellen derselben wird noch dadurch erschwert, dass der blaue Ton ohne deutliche Grenze in den hangenden, blaugrauen Sandstein übergeht und sich innerhalb desselben als dünnere Zwischenschichten noch in der Höhe einiger m fortsetzt. Es besteht aber kein Zweifel darüber, dass der blaue Ton über die ganze Küste ausgebreitet ist, da seine Fundorte häufig und überall gelegen sind.

Fangen wir im W an, so sehen wir den blauen Ton zuerst bei Aseri in den Schutthalden des steilen Kliffs und am Strandstreifen anstehen. Seine obere Grenze ist hier verdeckt. Weiter tritt er auf dem Rande der Stufenfläche von Aseri-Kukeristi unter einer mächtigen Strandgeröllablagerung zutage. Er erreicht hier eine Höhe von 7 m ü. d. M. Diese Grenze ist aber doch nicht die obere Grenze des Tons überhaupt. Von hier aus kann man den blauen Ton fortlaufend im unteren Teil des Kliffs und am Strande bis nach Liimala, an der Mündung des Purtse-Flusses, verfolgen. Die obere Grenze des Tons erreicht hier ungefähr eine Höhe von 12—15 m ü. d. M. Östlich von der Mündung der Purtse bis Saka tritt der blaue Ton an mehreren Stellen am Fusse des Kliffs und am Strandstreifen zutage. Von Saka an

sieht man am hohen, schroffen Kliff an mehreren Stellen tiefe, bis zum blauen Ton reichende Entblössungen. In der Karjaoru-Schlucht bei Ontika hat A. Kupffer die obere Grenze des blauen Tons auf 18 m ü. d. M. eingeschätzt — das wäre zugleich die maximale Höhe unter den bis jetzt festgestellten Werten. Also nimmt auch der blaue Ton zusammen mit den anderen Stufen teil an der Bildung der erwähnten flachen Antiklinalen.

Weiter nach E finden wir den blauen Ton im Tal des Pühajõe, und zwar bei der Talmündung an den beiden Hängen, in der Nähe des Flussspiegels. Die Tonaufschlüsse ziehen sich den Fluss entlang bis zur Brücke des Schlosses Oru — einem Punkt, der 600 m vom Meeresstrand entfernt ist. Der Flusspiegel befindet sich hier in einer absoluten Höhe von 9 m. Wenn wir das mittlere Fallen der Schichten in Betracht ziehen, erhalten wir als obere Grenze des blauen Tons im Küstenkliff eine Höhe von 11—12 m ü. d. M.

Gute Aufschlüsse des blauen Tons sind am Kliff von Voka, an der Mündung des Flusses zu finden. Die Höhe der oberen Grenze des Tons ist hier nicht genauer gemessen worden; man kann sie aber ungefähr auf 10—12 m ü. d. M. einschätzen. Ebenso gibt es Aufschlüsse des blauen Tons im ganzen Bereich der Kliffküste von Päite bis Türsamäe, wo in der tiefeingeschnittenen Uku-Schlucht alle Schichten, vom Kalkstein bis zum blauen Ton, in einer tiefen Entblössung zutage treten.

Bei Türsamäe, Sillamäe und Kannuka ist der Fuss des Kliffs durch mächtige Sand- und Geröllablagerungen verdeckt. Der blaue Ton kommt unten am Strandstreifen erst bei Perjatse zum Vorschein, wo der vom Kliff herabströmende Bach in den Strandablagerungen folgenden Aufschluss gebildet hat:

Dünensand	1 m	
Strandschotter	0,65 m	
Untergrund {	weisser Sandstein . 0,65 "	4,0 m ü. d. M.
	blauer Ton . . . 1,2 "	
Wasserspiegel des Baches		

Östlich von Perjatse ist der Ausstrich des blauen Tons stellenweise am Strandstreifen zu sehen, während noch weiter, bei Utria, nur sein oberer, mit Sandsteinschichten wechsellagernder Teil an der ganz in der Nähe der Strandlinie gelegenen Kliffwand zutage tritt. Unter der Schutthalde, die den Fuss des Kliffs

deckt, sieht man nicht, ob der eigentliche blaue Ton hier überhaupt den Meeresspiegel übersteigt. Zwischen Utria und Narva ist der Kliff — wenigstens in seinem unteren Teil — überall verdeckt, so dass der blaue Ton nirgends zum Vorschein kommt; eine Ausnahme bildet das Tal des Narva-Flusses unterhalb der Stadt. Der blaue Ton hat hier eine ungemein hohe Lage¹⁾, und es ist zweifelhaft, ob wir es hier überhaupt mit echtem blauen Ton zu tun haben.

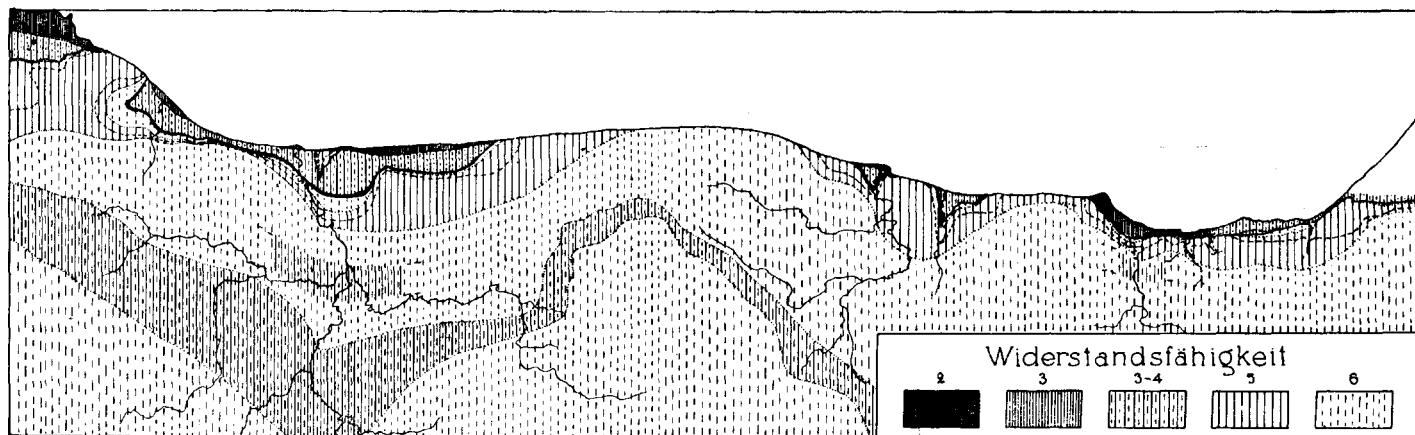
Petrographische Eigenschaften. Die Hauptmasse des sog. blauen Tons wird von einheitlichem, reinem, plastischem Ton von heller grünblauer oder graublauer Farbe gebildet. Die Plastizität äussert sich nur im feuchten Zustand, während der trockene Ton hart wird und in 3—5 cm grosse, dünne, etwas gekrümmte Scherben zerfällt. So findet die mechanische Verwitterung bei Feuchtigkeits- und Temperaturschwankungen an ihm ein dankbares Material, während er in halbfeuchtem, plastischem Zustand der Abtragung gegenüber viel widerstandsfähiger ist. Der Ton ist vollständig wasserundurchlässig, und seine Oberfläche bildet deshalb einen wichtigen Grundwasserhorizont. Von Wasser durchtränkter Ton wird zu einer weichen fliessenden Masse. Diese Tatsache ist von grosser Bedeutung für die Gestaltung des Kliffs.

Im blauen Ton finden wir stellenweise unregelmässige Flecken und Streifen von rötlicher Färbung, welche eine Folgeerscheinung sekundärer chemischer Umwandlung ist. Nach A. Kupffer²⁾ wird der Ton von einem glimmerähnlichen Mineral, von verwittertem Feldspat und Quarz gebildet, zu denen sich in äusserst kleinen Mengen weisser Glimmer und an den erwähnten roten Stellen Eisenoxyd gesellt. Die blaugrüne Farbe des Tons stammt vermutlich von ausserordentlich feinen Glaukonit- und Pyritkörnern.

Dem blauen Ton fehlt jegliche Schichtung. Diese tritt bis zu einem gewissen Grade erst in der Nähe seiner oberen Grenze auf, wo Zwischenschichten von festem, verkieseltem, mit feinen, dunkelgrünen Glaukonitkörnern dicht erfülltem Sandstein auf-

1) Vgl. H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. „Fennia“ 34, Helsingfors 1913, S. 57.

2) A. Kupffer, Die chemische Konstitution der ostbaltischen silurischen Schichten. Arch. f. Naturk. Liv-, Est- u. Kurlands, I. Serie, V. Bd., Dorpat 1874, S. 88.



[Fig. 8. Die Widerstandsfähigkeit des Gesteinsgrundes. 1:400 000.

Die Widerstandsfähigkeit 2 besitzt der Tonschiefer und der Glaukonitsand, 3 — der blaue Ton, 3—4 — der graue und weisse Sandstein und die weicheren, schiefrigen Teile der Tallinna- und Kukruse-Stufen, 5 — die Kalksteine der Kunda- und Aseri-Stufe (die unterbrochene Linie deutet ihre Grenze gegeneinander an), 6 — der Glaukonitkalk und die Kalksteine der Tallinna- und Jõhvi-Stufen. (Vgl. Tabelle S. 43.)

zutreten beginnen. Stellenweise findet man im Sandstein auch einige cm grosse Pyrit- und Markasitknollen.

Wenn wir die petrographischen Eigenschaften und die Verwitterungsart in Betracht ziehen, können wir die Widerstandsfähigkeit des blauen Tons mit der relativen Zahl 3 bezeichnen.

2. Der graue, tonige und dolomithaltige Sandstein.

Der blaue Ton geht oben ohne deutliche Grenze in den bläulichgrauen Sandstein über, welcher als eine Serie ton- und dolomithaltiger Schichten im unteren Teil des Kliffs längs der ganzen Küste ansteht. Dieser Sandstein kommt nur am Kliff in tieferen Entblössungen direkt ans Tageslicht. Meist ist er aber durch Schutthalden verdeckt.

Die Mächtigkeit des Sandsteins scheint im allgemeinen nach E zu abzunehmen und ist grösser im westlichen und mittleren Teil der Küste. Im äussersten östlichen Teil, im E von Kannuka, scheint diese Stufe vollständig zu fehlen, da nach dem auf S. 45 angeführten Profil über dem blauen Ton unmittelbar der weisse Quarzsandstein auftritt. Es ist dennoch möglich, dass wir es hier mit einer unbedeutenden fazialen Abweichung zu tun haben, da der graue Sandstein in Ingermanland wieder auftritt. Ein genaueres Profil vom Sandstein aus der Karjaoru-Schlucht bei Ontika gibt A. Kupffer¹⁾:

Hangend weisser Quarzsandstein	Mächtigkeit	Höhe ü. d. M. ²⁾
	m	m
a) Graublauer, sandiger Ton	0,05	18,6
b) Gelblichweisser, fester Dolomitsandstein, erfüllt mit kugelförmigen, erbsengrossen Concretionen von Dolomitsandstein. Die Concretionen zeigen rhomboedrische Spaltungsflächen	0,25	18,35
c) Graublauer, sandiger plastischer Ton	0,15	18, 2
d) Gelblichweisser, lockerer Dolomitsandstein, in seiner unteren Ablagerung in festen, der mit kugelförmigen Concretionen wie b erfüllt ist, übergehend	1,00	17, 2
e) Sandiger, graublauer, plastischer Ton, erfüllt mit feinen Markasit- und Pyritkristallen, durch Grabung blossgelegt bis zur Tiefe von	—	16, 2
Liegend blauer Ton.		

1) a. a. O. S. 81.

2) Bei Kupffer der Abstand der Schichten vom oberen Rand des Kliffs.

Wie aus dem Profil zu ersehen ist, wechseln hier tonhaltige Schichten mit dolomithaltigen. Je geringer der Gehalt an Ton und je grösser der Gehalt an Dolomit, um so widerstandsfähiger sind die Schichten. Die Durchlässigkeit ist wegen der Feinkörnigkeit und der Dichte des Sandsteins im ganzen sehr gering. Der Sandstein ist sehr kompakt und wenig zerklüftet, was seine Widerstandsfähigkeit noch erhöht. Die relative Zahl dafür wäre 4.

3. Weisszer Quarzsandstein.

Im Profil des Glints folgt der vorher beschriebenen, grauen Sandsteinstufe eine hauptsächlich aus weissem Quarzsandstein gebildete Schichtenstufe. Der Übergang zwischen den beiden ist ein allmählicher, ohne deutliche Grenze. Die Stufe ist an verschiedenen Stellen der Küste von verschiedener Mächtigkeit und wechselt fazial. Im mittleren Teil der Küste, bei Ontika und Martsa, erreicht die Stufe ihre grösste Mächtigkeit und ihre höchste Lage ü. d. M. Nähere Auskunft über die Einteilung und Ausbildung der Stufe gibt uns das folgende, von Kupffer gemessene Profil des Sandsteins in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika¹⁾:

	Mächtigkeit m	Höhe ü. d. M. m
a) Quarzsand, versteinungsleer	ca 0,15	29,0
b) Rötlicher, lockerer Sandstein, mit kleinen, zu Eisenoxydhydrat umgewandelten Eisenkiesdrusen. In der Höhe von 28,8 m bis 28,75 m eine kaolinartige, quarzsandreiche Tonzwischenlage. Die untersten Partien dieser Quarzsandablagerungen sind durch Eisenoxyd tief rot gefärbt	5,15	23,85
c) Bläulichgrauer, häufige silberweisse Glimmerblättchen führender, lockerer Quarzsand, mit einzelnen, kleinen Eisenkiesdrusen	0,75	23,1
d) Wechsellagerungen von ähnlichem Quarzsand mit bis 0,04 m dicken, sandhaltigen, blaugrauen Tonlagen	0,73	22,37
e) Quarzsand wie c), in der Höhe 19,8 m ziemlich fest. Im Liegenden wird diese Schicht dolomitisch, erfüllt mit losen, erbsengrossen, dolomitischen Sandconcretionen (Übergang zum liegenden, grauen, dolomitischen Sandstein).	3,77	18,6

10,5 m.

1) a. a. O. S. 80.

Einen ähnlichen Wechsel mächtigerer Schichten reinen, weissen Quarzsandsteins mit grauen und bläulichen tonigen und rotbraunen eisenreichen Zwischenschichten sehen wir in dieser Stufe überall. Die obere Grenze der Stufe ist scharf und deutlich, weil hier auf der erodierten Fläche des liegenden festen Quarzsandsteins ein loses geröllartiges Konglomerat (sog. Oboluskonglomerat) lagert. Die Grenze ist besonders bequem in den Kerbtälern, die das Kliff durchschneiden, oder an den vom Kliff herabführenden Fussstegen zu verfolgen (Ontika, Martsa, Toila). Die untere Grenze der Stufe ist dagegen unscharf und meist schon durch Schutthalden verdeckt, oder findet ihren Ausstrich an steilen Entblössungen der Kliffwand, die keinen Zugang haben.

Die Widerstandsfähigkeit des Sandsteins wechselt stark in den verschiedenen Schichten der Stufe; dünnere, tonige Zwischenschichten sind dicht und wasserundurchlässig, aber zugleich weich und leicht erodierbar (Widerstandsfähigkeit ungefähr 3). Die Schichten des Quarzsandsteins sind ziemlich fest, aber porös und wasserdurchlässig, ausserdem noch von zahlreichen Vertikalklüften durchsetzt, und zerfallen bei Verwitterung leicht zu losem Sand. Ihre Widerstandsfähigkeit kann man auf 4 einschätzen. Schliesslich enthält die Stufe noch weiche Schichten beinahe losen Quarzsandes, dessen Widerstandsfähigkeit die Zahl 2 nicht übersteigt. Die gesamte Widerstandsfähigkeit der Stufe schwankt also zwischen 2 und 4, doch dominiert der letztere Wert.

4. Obolensandstein.

Ein lockerer Sandstein, der nach dem typischen Fossil *Obolus Apollinis* genannt wird, bildet als 4—6 m mächtige Stufe das Hangende des weissen Quarzsandsteins. Seine untere Grenze ist scharf und wird vom vorhin erwähnten losen, geröllartigen Konglomerat gebildet. Der untere, einige dm betragende Teil der Stufe besteht aus losem, grobkörnigem Quarzsand, welcher durch einen Überschuss an Eisenoxyd rotbraun oder nussbraun gefärbt ist. Hier können wir meist eine wechselnde diagonale Schichtung unterscheiden. Höher folgt weisser, feinkörniger, lockerer, stellenweise diagonal geschichteter Quarzsandstein, welcher in wechselndem Abstand voneinander auftretende,

einige mm bis 5 cm mächtige, dunkelbraune Tonschieferzwischen-schichten führt. Durch die Zunahme der Mächtigkeit der letzteren und die Abnahme der zwischengelagerten Sandsteinschichten geht der Obolensandstein allmählich in reinen Tonschiefer über.

Ein detailliertes Profil des Obolensandsteins in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika gibt Kupffer¹⁾:

Hangend bituminöser Tonschiefer. Obolus-(Unguliten-)Sandstein:	Mächtigkeit m	Höhe ü. d. M. m
a) Wechsellagerungen von 0,03 m dicken Quarz-sand- mit bituminösen Tonschieferschichten. Die in diesen Wechsellagerungen vorkommen-den Markasitknollen sind gänzlich in Eisen-vitriol übergegangen. Das Liegende bildet eine 0,05 m starke Schicht von bitum. Tonschiefer	1,10	34,0
b) Wechsellagerungen von Quarzsand- und bitum. Tonschieferschichten in folgenden Verhältnissen:		
Rötlicher, einzelne Glimmerblättchen füh-render Quarzsand	0,29	1,33
Bituminöser Tonschiefer	0,01	
Quarzsand mit papierdünnen Tonschiefer-schichten	0,27	
Bituminöser Tonschiefer	0,05	
Quarzsand mit papierdünnen Tonschiefer-schichten	0,26	
Quarzsand mit 0,02 bis 0,03 m dicken bi-tum. Tonschieferschichten	0,16	
Quarzsand, im Hangenden und Liegenden mit papierdünnen Schichten von bitum. Tonschiefer	0,25	
Bituminöser Tonschiefer	0,04	32,67
c) Quarzsand, rötlichgelber, mit seltenen, papier-dünnen Schichten von bitum. Tonschiefer . .	0,66	32,0
d) Bituminöser Tonschiefer	0,05	31,95
e) Gelblichweisser Quarzsand, von lockerem Ge-füge, rasch in sehr festen übergehend	1,38	30,57
f) Quarzsand, mit häufigen, papierdünnen Schich-ten von bitum. Tonschiefer; versteinierungs-leer; im Liegenden nochmals grosse Unguliten und Linsen von Toneisenerz führend ²⁾ . In den tieferen Ablagerungen des Quarzsandes finden sich keine Unguliten mehr	1,55	29,0
	6,07	

1) a. a. O. S. 79—80.

2) Oboluskonglomerat.

Von den unter f) erwähnten Schichten gehören die unter den obolusreichen Schichten liegenden offenbar schon zu der Stufe des weissen Quarzsandsteins. Darum muss man die gesamte Mächtigkeit der Stufe von 6,07 m ein wenig verringern. Bei Martsa beträgt die Mächtigkeit des Obolensandsteins fast genau 4 m, in Narva, im Flusstal, erreicht sie 2,4 m. Der in Narva anstehende Sandstein weicht auch petrographisch vom gewöhnlichen ab, indem er einen besonders hohen Härtegrad und eine rötliche Farbe zeigt. Sonst ist der Sandstein in seinen Eigenschaften recht einheitlich. Die Zwischenschichten von losem Sand, die besonders im unteren Teil der Stufe auftreten, und der lockere Charakter des die Hauptmasse der Stufe bildenden Sandsteins verringern deren Widerstandsfähigkeit. Nur eine einzelne Sandsteinschicht (e) im unteren Teil der Stufe besitzt eine Widerstandsfähigkeit, die man mit 4 bezeichnen könnte. Die mittlere Widerstandsfähigkeit der Stufe beträgt aber 2 bis 3.

5. Der bituminöse Tonschiefer.

Die Mächtigkeit dieser Stufe ist am grössten Teil der Küste 1—2,5 m, wird aber nach E zu allmählich kleiner. Bei Narva keilt der Schiefer aus. Dank der dunkelbraunen, fast schwarzen Farbe und des schiefrigen Charakters kann man die Schicht im oberen Teil der Kliffwand und in den Talhängen leicht verfolgen. Für nähere Untersuchungen ist der Schiefer am besten im Purtse-Tal (zwischen den Dörfern Purtse und Lügänuuse), in der Karjaoru-Schlucht bei Ontika, an den vom Kliff herabführenden Fussstegen bei Ontika, Valaste, Martsa und Toila, in der Tafelstufe in der Nähe des Gutes Voka, in der „Uku“-Schlucht bei Päite und im Kliff von Sillamäe, Kannuka und Utria zu erreichen. Die Stufe ist in ihrer Zusammensetzung einheitlich und wird von dunklem, bituminösem Tonschiefer gebildet. Dieser ist von zahlreichen, sich unter spitzem Winkel schneidenden, senkrechten Klüften durchsetzt und zerfällt leicht in dünne, einige dm betragende oder kleinere Platten. Gerade wegen dieser Zerklüftung und Schieferigkeit ist seine Widerstandsfähigkeit gering — ungefähr 2. Härtere Zusätze im Schiefer sind die im Durchschnitt 3—10 cm erreichenden Knollen der Dolomitpseudomorphosen sowie die Markasitknollen und Schmitzen,

die stellenweise als ununterbrochene Schicht auftreten. Im Verhältnis aber zu der Masse des Schiefers selbst sind sie in so geringem Masse vertreten, dass sie die gesamte Widerstandsfähigkeit nicht ändern können. Im unteren Teil der Stufe fangen innerhalb des Schiefers dünne Sandzwischen-schichten an aufzutreten, welche im liegenden Obolensandstein zu voller Entfaltung gelangen.

6. Der tonige Glaukonitsand.

Auf dem bituminösen Tonschiefer lagert als eine Schicht von geringer Mächtigkeit (0,02—1,4 m) der Glaukonitsand, vom unterliegenden Schiefer meist durch eine deutliche Abtragungsfläche geschieden. Wie auch beim Schiefer, nimmt die Mächtigkeit des Glaukonitsandes von W nach E ab. Der Glaukonitsand tritt gewöhnlich zusammen mit dem bituminösen Schiefer an den Tag und ist mit ihm an gleichen Stellen zu erreichen.

Der petrographische Charakter des Glaukonitsandes wird von A. Kupffer folgendermassen beschrieben¹⁾:

„Der Glaukonitsand bildet ein gleichförmiges Gemenge von weissem, durchsichtigem und abgerundetem, feinem Quarzsand und seladongrünen, bis 1 mm grossen Körnern eines eisenreichen Silikates, dem Glaukonit. Durch die Überfülle dieser Glaukonitkörner hat das Gestein durchweg eine dunkelgrüne Farbe.

Glaukonitsand besitzt in verschiedenen Tiefen wechselnden Tongehalt, der ihm oft grosse Plastizität verleiht. Im Ganzen ist sein Gefüge äusserst locker, wie das des gewöhnlichen alluvialen Meersandes“.

Im oberen Teil der Schicht wird das Bindemittel kalkhaltig und verliert seinen tonigen Charakter. Durch die fortwährende Zunahme des Kalkgehalts geht der Glaukonitsand in Glaukonitkalkstein über. Eine deutliche Grenze zwischen den beiden gibt es nicht.

Wie schon von Kupffer erwähnt wurde, besitzt der Glaukonitsand ein äusserst lockeres Gefüge und zugleich auch eine sehr geringe Widerstandsfähigkeit (1—2). Das gilt besonders von dem tonigen oder sandigen unteren Teil der Stufe. Der

1) a. a. O. S. 122.

obere kalkreichere Teil ist schon härter und widerstandsfähiger (3). Die mittlere Widerstandsfähigkeit der Stufe wäre somit ungefähr 2.

7. Die Kalksteine.

Der obere Teil des Kliffs und die Tafelfläche werden von einer Serie petrographisch wenig voneinander abweichender Kalksteinstufen gebildet. Die Geologen gruppieren sie vor allem nach ihrem Fossiliengehalt. Um eine bessere Übersicht zu gewinnen, teilen wir, indem wir die vorhandenen geringen Unterschiede in dem petrographischen Charakter in Betracht ziehen, die Kalksteine in folgende vier Gruppen ein (von unten nach oben gerechnet):

1) Glaukonitkalkstein — entspricht stratigraphisch dem oberen Teil der Paltiski-Stufe (B_2).

2) Vaginatenkalkstein — ihm entsprechen die Kunda-, Aseri- und Tallinna-Stufen (B_3 , C_1). Die Benennung „Vaginatenkalkstein“ haben Schmidt und andere Geologen für alle Stufen zwischen dem Glaukonitkalkstein und der sog. Kukruse-Stufe gebraucht, bevor noch eine genauere stratigraphische Einteilung der Stufen in Angriff genommen war (1882).

3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite — entsprechen der Kukruse-Stufe C_2 .

4) Die oberen Kalksteine — entsprechen den Idavere- und Jõhvi-Stufen (C_3 , D_1).

1) Glaukonitkalkstein.

Die Schichtenserie der Kalksteine beginnt mit dem sog. Glaukonitkalkstein, der ohne deutlich unterscheidbare Grenze dem Glaukonitsande folgt. Die gesamte Mächtigkeit des Glaukonitkalksteins schwankt zwischen 3—4 m. Zwei dünne mergelige Zwischenschichten zerlegen die Stufe in einen unteren dünneren und zwei mächtigere obere Teile. Die beiden oberen stellen kompakte, 1,5 m mächtige Schichten dar. Der untere Teil ist noch ein wenig tonig und wegen der Anhäufung der Glaukonitkörner von dunkler, blaugrüner Farbe. Nach oben zu werden die Glaukonitkörner immer seltener. Die mittlere, mächtigere Schicht hat eine gelblichbraune Farbe, nach Kupffer „infolge Oxydation des in bedeutender Menge enthaltenen kohlensauren

Eisenoxyduls“¹⁾. Der Glaukonitkalkstein ist im Ganzen sehr fest und dolomitisch, besonders im mittleren Teil der Stufe. Die Widerstandsfähigkeit wird noch durch die dickbankige Absonderung und die geringe Zerklüftung der Schichten vergrößert. So ist der Glaukonitkalkstein der härteste und widerstandsfähigste Teil des Untergrundes der ganzen Küstentafel. Seine relative Widerstandsfähigkeit beträgt 6.

2) Vaginatenkalkstein.

Dem Glaukonitkalkstein folgt eine Serie dünnerer Schichten eines bläulichen oder gelblichgrauen Kalksteins, die mit dünnen, mergelhaltigen Zwischenschichten abwechselnd lagern. Diese Kalksteinschichten nennen wir insgesamt den „Vaginatenkalkstein“. Die gesamte Mächtigkeit dieser Schichtengruppe beträgt 10—15 m. Die Mehrzahl der Schichten tritt am Kliff zutage, und nur die obersten Schichten sind auf der Tafelfläche anstehend. Das typische Profil der Schichtenserie ist folgendes²⁾:

	Mächtigkeit m	Relative Wi- derstands- fähigkeit
a) Weicher und schiefriger, mergelhaltiger Kalkstein, Schichten 2,5—7,5 cm mächtig	1,5	3
b) Harter, dickbankiger, feinkörniger, gelblichgrauer, dolomithaltiger Kalkstein, mit vertikal gestellten Röhren, die mit Eisenoocker gefüllt sind	2,7	5
c) Aus wechselnden dünnen und dicken Schichten gebildeter, grauer Kalkstein (Die höckrige, korrodierte Fläche, von Eisenoocker gelblich gefärbt, bildet eine scharfe Grenze).	2,5	4
d) Hellgrauer, dickbankiger Kalkstein mit zerstreuten, feinen, braunen Toneisenlinsen. Die Linsenkörner besonders reichlich im unteren Teil vorhanden	2,7	5
e) Hellgrauer, aus Schichten von wechselnder Mächtigkeit bestehender Kalkstein mit zahlreichen mergelhaltigen Zwischenschichten. In verwittertem Zustande weich und schiefrig. Besonders schiefrig und mürbe sind die blaugrauen oberen Schichten, mit einer gesamten Mächtigkeit von 0,5—1 m	5,0	5

1) a. a. O. S. 131.

2) Hauptsächlich nach Angaben von H. Bekker.

	Mächtigkeit m	Relative Wi- derstands- fähigkeit
f) Wechsellagerung dünner (2—5 cm) Kalkstein- schichten von dunkler, blaugrauer Farbe und weicher Mergelschichten. Beide mit grossen Toneisenlinsen durchsetzt (die sog. „untere Linsenschicht“)	0,4	3
Glaukonitkalk.		

Die Vaginatenkalksteine besitzen eine von mergeligen Zwischenschichten bedingte deutliche horizontale Schichtung und sind ausserdem noch von einem Netz von Vertikalklüften, den sog. Diaklasen, durchsetzt. Das verringert stark die allgemeine Widerstandsfähigkeit der Schichtenserie, welche im Fall der Einheitlichkeit und Kompaktheit der Kalksteine eine sehr grosse gewesen wäre. Besonders deutlich sind die Diaklasen bei den Schichtengruppen d) und e) ausgebildet.

3) Die bituminösen Kalksteine und Sapropelite.

Diese Stufe ist von einem verhältnismässig weichen und lockeren Gefüge und wird von dünn-schichtigen, schiefrigen Kalksteinen und Sapropeliten gebildet. Auch der Kalkstein — besonders die mergelhaltigen Zwischenschichten — sind von einem braunen, bituminösen Stoff durchdrungen. Zwischen den bituminösen Schichten gibt es auch harten, hellgrauen, reinen Kalkstein. Die Stufe ist in der Nähe des Gutes Kukruse — des Ortes, nach welchem sie auch ihren Namen erhalten hat — 12,5 m mächtig und nimmt allmählich nach W zu an Mächtigkeit ab. Die Widerstandsfähigkeit ist im Verhältnis zu anderen Kalksteinen eine geringe und erreicht ungefähr 3—4.

4) Die oberen Kalksteine.

Den bituminösen Kalksteinen und Mergelschiefeln der Kukruse-Stufe folgen ohne deutliche Grenze wieder feste, reine Kalksteine, die wir aber nur im höheren Teil der Kohtla-Jõhvi-Platte antreffen. An den anderen Stellen sind diese Schichten abgetragen. Die Schichtengruppe besteht abwechselnd aus dickbankigen (20—50 cm), harten, verkieselten Kalksteinen und 10 bis 20 cm mächtigen kieselhaltigen Mergelschichten, welche leicht verwittern. Der Kalkstein ist in frischem Zustand bläulich, wird

aber an der Luft rasch gelb. Die unteren Schichten der Gruppe sind teilweise noch bituminös. Die Mächtigkeit der Gruppe kann man ungefähr auf 12—15 m einschätzen. Die Widerstandsfähigkeit der Kalksteine ist gross, besonders in deren kieselreicherem, dickbankigem Teil. Die mittlere Widerstandsfähigkeit wäre 5—6.

B. Die Bodendecke.

Unter der Bodendecke verstehen wir im Vorliegenden nicht nur den Boden, innerhalb dessen die Verwitterungserscheinungen (vor allem die chemische Verwitterung) und die Vermischung des allmählich feiner werdenden Stoffes vor sich gehen, und der den Pflanzen als Befestigungs- und Nährsubstrat dient, sondern wir verstehen darunter den ganzen Komplex des bodendeckenden Materials, das durch seine lockere und weichere Konsistenz und durch ein geringeres Alter sich deutlich vom festen, unter ihm liegenden Gesteinsgrund unterscheidet. Wo die Bodendecke dünner ist, dort fällt ihr Begriff mit dem des Bodens zusammen, während bei einer mächtigeren Bodendecke der Boden nur den kleineren, oberen Teil von deren Profil bildet.

Der Wechsel in der Mächtigkeit und in der Art der Bodendecke hängt einerseits vom Relief der Oberfläche des Untergrundes ab, andererseits aber äussert er sich auch in den Höhenunterschieden der Erdoberfläche. Die Hauptzüge im Relief der Oberfläche des Untergrundes sind durch das allgemeine Fallen der Schichten und durch deren schwache Aufwölbung zu flachen, von N nach S gerichteten Antiklinalen bedingt. Das Relief wird noch abwechslungsreicher und unregelmässiger durch die in die Tafelfläche erodierten flachen, talungs- und beckenartigen Vertiefungen und durch die in den Rand der Tafel noch tiefer einschneidenden Täler. Eine Vorstellung vom Relief des Untergrundes gibt uns schon die hypsographische Karte des Gebiets, weil die Mächtigkeit der Bodendecke im Verhältnis zu den Höhenunterschieden im Relief des Untergrundes verhältnismässig gering ist.

Der Gesteinsgrund erreicht als steiles Kliff eine Höhe von 30—50 m ü. d. M. und setzt sich nach S in eine ebene Tafel fort. Die höheren, gewölbten Teile der Tafelfläche stellen zugleich die am höchsten aufsteigenden Stellen des Untergrundes dar. Die Berge von Vaivaru und Laagna sind dagegen zum

grössten Teil Gebilde der Bodendecke, obgleich auch der Untergrund an diesen Stellen anzusteigen scheint. Die Becken und Vertiefungen des Untergrundes äussern sich auch im Relief der Erdoberfläche als Becken und Täler.

Zum Teil sind diese Vertiefungen durch das Fallen der Schichten bedingt, wobei die nördlicheren, älteren Schichtengruppen dachsteinartig von südlicheren, jüngeren überdeckt werden, deren Rand als mehr oder weniger deutliche Terrasse über das Liegende hinausragt, an seinem Fuss eine breite, flache Vertiefung von unsymmetrischem Profil hinterlassend. Gerade so steht es mit den niedrigen, beckenartigen Teilen der Tafel, die am Fuss der zwischen Järve und Jõhvi und zwischen Rannaküla und Koogu sich hinziehenden Terrassen liegen. Zum Teil aber sind solche breite, beckenförmige oder flache, talartige Vertiefungen des Untergrundes durch die Abtragung der oberen Schichten entstanden. Hierher gehört die weite Einsenkung im östlichen Teil des Gebietes, welche den nördlichen Teil des grossen Peipsi-Beckens¹⁾ bildet, ebenso die flachen Talungen der Flüsse Purtse, Pühajõgi, Voka und Sõtke, welche sich im N zu weiten Trichter-mündungen erweitern. In den letzteren ist der Untergrund meist bis zu den oberen Schichten des weissen Quarzsandsteins abgetragen. Über den Untergrund des Peipsi-Beckens herrschen noch Zweifel, da die Bodendecke dort verhältnismässig mächtig, und die Gegend vermoort und unbetretbar ist. Wahrscheinlich steht da, angefangen mit den Aseri- und Tallinna-Stufen, eine Serie westöstlich streichender Kalksteinschichten an.

Die Höhenunterschiede der Oberfläche des Untergrundes sind in folgender Tabelle zusammengefasst worden:

Ort:	Die Höhe der Oberfläche des Untergrundes m ü. d. M.	Anstehende Schicht
Die höheren, aufgewölbten Partien der Tafelfläche:		
Aseri	50	Aseri-Stufe
Koogu	57	Tallinna-Stufe
Kestla	55	"
Hiiemägi von Purtse	47	Kunda-Stufe

1) Mit diesem Namen ist nicht nur das heute mit Wasser angefüllte Becken des Peipsi-Sees bezeichnet, sondern das ganze ausgedehnte Landbecken, von dem der See nur den tiefsten Mittelteil einnimmt.

O r t :	Die Höhe der Oberfläche des Untergrundes m ü. d. M.	Anstehende Schicht
Moldova	54	Aseri-Stufe
Maidli	45	Kukruse-Stufe
Saka	53	Aseri-Stufe
Ontika	54	"
Valaste	54	Tallinna-Stufe
Martsa	47	Aseri-Stufe
Kohtla	53	Jõhvi-Stufe
Ereda	58	"
Sompa	70	"
Voka	43	Aseri-Stufe
Päite	42	"
Kannuka	30	"
Utria	29	Kunda-Stufe
Puhkuva	28	"
Die niedrigeren, eingesenkten Partien:		
Zwischen Rannaküla und Kestla . .	47	Tallinna-Stufe
Matka	45	"
Hile-soo	40—42	"
Zwischen Ontika und Järve	50	"
" Martsa und Kukruse	48	"
Pühajõe-Becken	42	"
S von Künnapää	37	Aseri-Stufe
" „ Perjatse	27	Tallinna-Stufe
Stufenflächen:		
Aseri-Kukeristi	7—8	Blauer Ton
Purtse	30	Weisser Quarzsandstein
Toila (Oru)	30	"
Voka-konju	24	"
Sõtke	19	"
Täler:		
Purtse-Tal, Mündungsteil	2—3	Blauer Ton
" beim Dorf Purtsse	17	Obolensandstein
" bei Püssi	34	Tallinna-Stufe
Pühajõe-Tal, im Mündungsteil . . .	3	Blauer Ton
" bei der Mündung des Aluoja-Baches	20	Glaukonitkalk
Sõtke-Tal, ungefähr 3 km von der Mündung	ca 10	Dictyon.-Schiefer u. Obolensandstein

Die Bodendecke überzieht diese flachwellige, stellenweise steileres Relief aufweisende Fläche mit einer Decke von wechselnder Mächtigkeit. Vollständig nackte Stellen ohne Boden-

decke gibt es nur als kleinere Flecken beim Dorfe Matka, westlich vom Purtse-Fluss und stellenweise auf dem Klifftrand (bei Toila und Päite). Der grösste Teil der Tafelfläche besitzt überhaupt eine sehr dünne und mangelhafte Bodendecke. Innerhalb weiter Flächen sowohl der höheren, gewölbten, wie auch der niedrigeren, eingesenkten Teile der Tafelfläche kommt der Gesteinsgrund schon in einer Tiefe von einigen dm zum Vorschein. Mächtiger ist die Bodendecke in tieferen Becken, in alten Talungen, sowie in heutigen Tälern, in den Talmündungen und an der Küste. Sie bildet hier bis 5 m mächtige Aufschüttungen. Auch auf dem höheren, gewölbten Teil der Tafelfläche zwischen Sompa, Järve und Jöhvi befindet sich eine 1—3 m mächtige Bodendecke. Die höchste Mächtigkeit besitzt aber das lose, bodendeckende Material bei den „Bergen“ von Vaivaru und Laagna, wo es bis auf 20 m ansteigt.

Zur eingehenderen Behandlung der Bodendecke muss man bei ihr verschiedene Arten unterscheiden, die in ihrem mechanischen und petrographischen Bestand, in der Art und dem Ort des Vorkommens, wie auch in der Widerstandsfähigkeit und in der Verwitterungsart auseinandergehen. Meistens kann man aus der Art des Auftretens und nach den äusseren Formen der Bodendecke schon auf ihre Entstehung schliessen. Keinerlei Schwierigkeiten bereitet das Erkennen z. B. der Schutthalden, der Flussablagerungen, der Deltas, der rezenten Strandwälle und Dünen usw. Verwickelter ist die Frage nach glazialen Aufschüttungen. Es ist nicht immer leicht, die Moräne von dem lokalen Verwitterungsschutt zu unterscheiden, besonders wenn die Moräne ausgewaschen ist, ebenso die glazifluvialen Aufschüttungen von den fluvialen und Strandaufschüttungen. Dennoch stehen die Eigenschaften der Bodendecke im engsten Zusammenhang mit der Entstehungsweise, und letztere ist meist ziemlich leicht zu erkennen, sodass es am vorteilhaftesten erscheint, die Bodendecke vom genetischen Standpunkt aus in ihre Arten einzuteilen. Wir werden diese Arten in der Reihenfolge ihrer Ausdehnung auf der Oberfläche, d. h. in der Reihenfolge ihrer regionalen Bedeutung, betrachten. Über die Verbreitung der einzelnen Arten unterrichtet uns die Karte Fig. 9.

Die Widerstandsfähigkeit der Bodendecke ist eine geringe und schwankt zwischen 1 und 3. Am widerstandsfähigsten sind die harten Geschiebelehme und Aufschüttungen von grobem

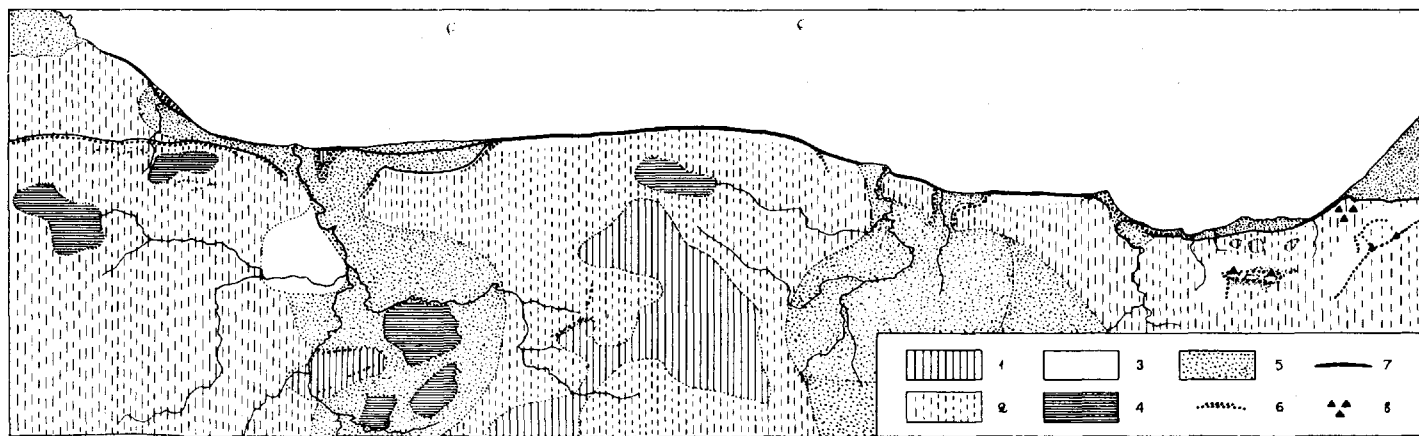


Fig. 9. Die lose Bodendecke (1:400 000): 1 — unangewasene Moräne, 2 — vom Wasser bearbeitete, sandige oder tonige Moräne, 3 — nackter Felsboden (Alvarmark), 4 — mächtigere Torfbildungen, 5 — Sand, 6 — mächtigere Geröllablagerungen, 7 — Schuttböschungen, 8 — vom Landeis verschobene, grössere Kalksteinschollen.

Geröll. Die geringste Widerstandsfähigkeit besitzen aber die feinkörnigen, losen Sande und Tone, der Schlamm und der Torf.

1. Die Moränendecke.

Für die typischen Eigenschaften der ebenen oder flachwelligen Moränendecke hält man, wie bekannt, das Fehlen der Schichtung und die Durchmischung wenig abgerundeter, oft geschrammter und gekritzter Geschiebe mit Sand und feinem Gesteinsmehl. Zu den Moränen gehören auch grössere Blöcke fremden Ursprungs und in der Moräne „schwimmende“ Schollen des Untergrundes, die vom Landeis in grössere oder kleinere Entfernung vom Ort ihres Anstehens geschoben worden sind. In den später vom Meere überschwemmten Gegenden können die Moränen vielfach die das Erkennen erleichternden, typischen Eigenschaften verlieren. Das gilt besonders für die küstennahe Zone, wo die auswaschende Tätigkeit der Wellen am stärksten war. Das feinere Material wird aus den Moränen weggespült und weiter vom Strande auf den Meeresgrund ausgebreitet. An Ort und Stelle bleibt das gröbere Material und nach einer längeren Zeit intensiven Auswaschens nur grössere Wanderblöcke stehen, deren dicht gedrängte Gruppen auf der heutigen Erdoberfläche die Lage und den Verlauf der früheren Strandlinie andeuten. Ist der Strand und das Küstenmeer auf weite Strecken flach, dann ist das Auswaschen und Sortieren des Materials viel mangelhafter und das ursprüngliche Aussehen der Moränen verändert sich nicht bemerkbar. Es bildet sich ein unausgesprochener Übergangstypus zwischen Moränen und litoralen Ablagerungen.

Auf dem Kalksteingrund Nordestlands ist die Moränendecke vor allem als sog. „Richk“ ausgebildet, der hauptsächlich aus kantenbestossenen Kalksteinstücken und einem Gemisch von Sand und Ton besteht. Unter ihnen findet man auch erratisches Material in Gestalt von Blöcken und Geröll, die aber in einem viel höheren Grade abgenutzt sind. Das gesamte Material ist von verhältnismässig lockerem Gefüge und bedeckt den Untergrund mit einer dünnen, eine Mächtigkeit von einigen dm, seltener von 1 m und mehr erreichenden Schicht. Der Oberflächengestaltung nach stellen solche Gebiete eine fast vollständige Ebene oder ein schwachwelliges Flachland dar, auf

welchem sich hier und da niedrige Buckel und Rücken erheben.

Die Bodendecke unserer Küstentafel wird hauptsächlich von der Moräne gebildet. Als oben beschriebener typischer „Richk“ erscheint diese aber nur in den höheren Gegenden des Gebiets, wie auf den Platten von Maidli und Kohtla-Jõhvi, auf den Blaubergen von Vaivaru und in deren nächsten Umgegend. Die Mächtigkeit der Bodendecke lässt sich aus den zahlreichen Aufschlüssen in den Steinbrüchen bestimmen. Auf den ebenen Stellen des Gebiets ist sie eine geringe — im Maximum, 1—1,5 m, — steigt aber bei einzelnen, zerstreuten Moränenhügeln (vgl. S. 24) bis auf 3—5 m an.

Die Moräne ist ein guter Ackerboden; nach der Verbreitung des Ackerlandes kann man auch auf die Verteilung der Moräne schliessen. Alle moränenbedeckten Teile der Küstentafel erscheinen in der Landschaft als weite, fast ununterbrochene, offene Ackerflächen.

Diese Gegenden sind zugleich die höchsten Teile unseres Tafellandes. In den sie umgebenden Einsenkungen und am nördlichen, höher aufsteigenden Rande der Küstentafel finden wir eine besondere moränenartige Bodendecke, die in mehreren Beziehungen von der typischen Moräne abweicht. Das Material ist im allgemeinen feiner und homogener, die Steine sind viel mehr abgerundet, stellenweise kommt Schichtung vor, und das Material ist zum Teil nach der Korngrösse verteilt. Am allerwahrscheinlichsten haben wir es hier mit der oben besprochenen ausgewaschenen Moräne zu tun. Stellenweise ist sie schwer vom lokalen Verwitterungsschutt zu unterscheiden.

Im östlichen Teil der Küstentafel, welcher Teil viel niedriger als der mittlere und westliche ist, tritt die eigentliche, unausgewaschene Moräne nur stellenweise, in Gestalt einzelner Erhebungen auf. Die Hauptmasse der Vaivaru- und Laagna-Berge, sowie anderer, kleinerer Erhebungen in der nächsten Umgegend der letzteren, wird aus losen Kalksteinschollen gebildet, die von geröllreichem Lehm umhüllt werden.

Früher hielt man die Berge von Vaivaru für Endmoränenhügel. Diese Ansicht ist in den Aufsätzen von F. Schmidt¹⁾,

1) Fr. Schmidt, Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehistland, Nord-Livland und Oesel. Arch. f. Naturk. Liv-, Ehist- und Kurlands, I. Serie, II. Bd., Dorpat 1858, S. 37.

Gruner¹⁾ und Hausen²⁾ vertreten. Der Grund dafür war, dass dem Berge tiefere Aufschlüsse fehlten und dass Schmidt nur die auf den Gipfel der Hügel zutage tretende, gewöhnliche, geschiebelehmartige Moräne beobachtet hatte. Die anderen wiederholten nur die Angaben von Schmidt. Helmersen³⁾ liess im östlichsten Hügel neue tiefere Aufschlüsse machen, aus denen er ersah, dass im Inneren des Hügels grosse, aus steil einfallenden Kalksteinschichten bestehende Schollen gelagert sind, die er mit Recht für vom Untergrund losgelöst und in der Moräne „schwimmend“ hielt. Helmersen überschätzte jedoch ihre Bedeutung, indem er annahm, dass die Anhöhen in ihrem ganzen Umfang aus solchen losen Schollen aufgebaut seien. Wie aus Folgendem hervorgeht, hat der feste Untergrund dennoch einen bedeutenden Anteil an dem Aufbau der Erhebungen. Auf diese Tatsache wiesen vor allem Mag. Heinrichson und Prof. Bekker im Jahre 1920—21 hin⁴⁾. Heinrichson seinerseits verlegte die Oberfläche des Untergrundes auf ein zu hohes Niveau, indem er den grössten Teil der losen Kalksteinschollen zu diesem zählte und hier die Kukruse- und Jöhvi-Stufen aufzufinden glaubte, die im Profil des Küstenkliffs nicht zu finden sind und erst in der Tafelstufe zwischen Järve und Jöhvi wieder auftreten. Neues Licht auf die Frage warfen die Untersuchungen von K. Janson⁵⁾, welche er im Jahre 1924 begonnen hatte und mit mir zusammen im Sommer 1925 fortsetzte. In den zur Zeit des Weltkrieges angelegten Schützengräben gibt es viele neue Aufschlüsse des Gesteinsgrundes, aus denen man eine ziemlich klare Vorstellung über den Bau der Berge gewinnen kann.

Die Berge von Vaivaru sind keine einfachen, getrennt stehenden Rücken, sondern stellen eine einheitliche Gruppenerhebung dar, die aus der Basis — einer breiteren, flacheren

1) L. Gruner, Versuch einer Flora Allentackens etc. Arch. f. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., II. Serie, VI. Bd., Dorpat 1864, S. 16.

2) H. Hausen, Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern. Fennia 34, Helsingfors 1913, S. 56.

3) G. Helmersen, Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands, II. Mém. de l'Ac. St. Pét., VII. Ser., Tome XXX, 1882, S. 43.

4) Auf Grund mündlicher Mitteilungen.

5) K. Janson, Über die Glazialschollen in Eesti. Sitzungsber. der Naturforsch.-Gesellschaft zu Dorpat, 1926. (Im Druck.)

Schwelle — und aus schmälere, steileren Rücken, die vom Scheitel der Schwelle aufragen, besteht. Die Abhänge der erwähnten schwellenartigen Unterlage sind von Sand, Geröll und Blöcken bedeckt und zeigen nirgends den Untergrund. Dagegen bilden die nördlichen Abhänge der Rücken Steilwände, die auf weite Strecken, besonders am westlichsten Rücken — dem sog. „Tornimägi“, blossliegen. Hier sehen wir in der steilen, 8 m hohen Wand eine Serie Kalksteinschichten aufgeschlossen, die in jeder Beziehung an die im Küstenkliff vertretenen erinnern. Die Höhe ü. d. M. und das südliche Fallen der Schichten des Untergrundes in Betracht ziehend, müssten hier die Kukruse- und Tallinna-Stufen anstehen. In Wirklichkeit aber sehen wir im Aufschluss die Kalksteinschichten der Aseri- und Kunda-Stufen, welche folglich ihre natürliche Lage um ungefähr 15 m überragen. Dass wir es nicht mit einer lokalen Unregelmässigkeit im Fallen der Schichten zu tun haben, ersehen wir daraus, dass am südwestlichen Abhang des „Tornimägi“ dieselben Schichten der Aseri-Stufe schon einige m tiefer gelegen sind, und auf der am Fusse der Hügel sich ausbreitenden Ebene sehen wir an einer Stelle das Anstehen des Glaukonitkalksteins, dessen Höhe weder in das Profil des „Tornimägi“, noch in dasjenige des Küstenkliffs passt. Augenscheinlich haben wir es hier mit in verschiedene Höhe aufgeschobenen grossen, losen Kalksteinschollen zu tun. Diese Annahme erscheint noch wahrscheinlicher, wenn wir die Tatsache berücksichtigen, dass ähnliche Kalksteinschollen auch an anderen Stellen in der Umgegend oft in unnatürlicher, geneigter Stellung, welche keinen Zweifel über ihren Ursprung und Entstehungsweise lässt, vorkommen.

Der Gruppenrücken von Vaivaru hat also folgenden Bau. Die als Basis dienende, flache Schwelle stellt den aufsteigenden Teil des Untergrundes dar. Auf dieser Aufwölbung und um diese herum lagern vom Landeis mitgeschleppte, lose Kalksteinschollen, die ihrerseits von Geschiebelehm in einer Mächtigkeit von 1—3 m umhüllt werden. Im unteren Teil der Abhänge und am Fuss der Hügel ist die Moräne stark ausgewaschen und erscheint nun als Aufschüttungen von Sand, Geröll und Blöcken.

Im wesentlichen wiederholt sich dasselbe bei den Laagna-Bergen. Hier gibt es allerdings keine so deutlichen Aufschlüsse, wie in den Vaivaru-Bergen, und der niedrigeren und flacheren

Gestalt entsprechend ist der Anteil loser Kalksteinschollen kleiner, während die Moränendecke vollständig fehlt. Die Anhöhe endet im N mit einer 10 m hohen steilen Terrasse, bei welcher unter der 2 m mächtigen Geröllschicht die Kalksteinschichten des festen Untergrundes (der obere Teil der Aseri-Stufe) zum Vorschein kommen. Die erwähnte Geröllschicht setzt sich im W in Gestalt eines ausgeprägten, wallartigen Rückens fort, welcher einen Bogen in westlicher Richtung macht und sich dann nach E wendet. Dieser letzterwähnte Teil des Rückens hat eine Anhöhe zur Basis, die wenigstens stellenweise aus losen Kalksteinschollen besteht.

Lose Kalksteinschollen gibt es noch an mehreren Stellen in der Umgegend von Utria, Puhkuva, Laagna und Narva, was auch schon Schmidt und Helmersen erwähnt haben. Sie erscheinen hier als niedrige, aber von ebenen Tafelflächen deutlich unterscheidbare, 20—50 m lange Erhebungen. Meist bestehen sie aus einer einzigen, schief liegenden Kalksteinscholle. Die Schichtenfläche dieser Schollen bildet den flacheren Abhang, während die Schichtenköpfe den steileren Abhang geben. Eine besonders starke Neigung besitzt eine grössere Kalksteinscholle beim Dorfe Puhkuva, wo ein Komplex der Kalksteinschichten, angefangen vom Glaukonitkalk bis zu den Schichten der Aseri-Stufe, bloss liegt.

Zur Moräne haben ursprünglich auch aus dem Urgebirge Fennoskandias stammende Wanderblöcke gehört, die an der Küste, auf dem oberen Rand des Kliffs und im Gebiet der oben erwähnten ausgewaschenen Moräne besonders zahlreich auftreten. Man findet sie in allen möglichen Grössen, von Steinen mit einem Durchschnitt von einigen cm bis zu Riesenblöcken mit einem Durchmesser von 10 m. Ebenso verschieden ist dieses erratische Material in petrographischer Beziehung. Die vorherrschende Art ist Wiborger Rapakivi-Granit. Er bildet alle grösseren Wanderblöcke des Gebietes: am Strande bei Hiimägi von Purtse¹⁾, bei der Gemeindeschule von Voka, am Wege in der Nähe des Dorfes Päite, am oberen Rand des Kliffs von Künnapäa, mehrere grosse Blöcke am oberen Rand des Kliffs von Mammusaare und am Strand bei Perjatse. Unter den letzteren befindet sich in der

1) Von Helmersen beschrieben und abgebildet. (Studien über die Wanderblöcke usw. II. Mém. de l'Acad. St.-Pét., VII. Série, T. XXX, S. 26).

Nähe der Sommervillen von Perjatse, einige zehn m von der Strandlinie entfernt, der grösste Wanderblock des ganzen Gebietes.

Neben dem Rapakivi treten als Wanderblöcke noch verschiedene Granite, Gneise, Quarzite und Schiefer auf, die aus der ostfinnländischen Schieferzone zu stammen scheinen, Porphyry von Suursaari (Hochland), jotnischer Sandstein (von Satakunta?), sowie verschiedene seltenere Gesteinsarten.

Am ausgedehntesten und petrographisch am interessantesten sind die Anhäufungen grosser Wanderblöcke bei Perjatse und Mammusaare auf den ins Meer dringenden niedrigen Landzungen (Abb. 4). Die Wanderblöcke treten reichlich, obwohl nicht in so dicht gehäuften Gruppen, auch am Strande östlich der genannten Orte bis Utria auf. Die letzte Gruppe der Wanderblöcke im E befindet sich bei Meriküla, in der Mündung eines kleinen Baches. Der Strand der typischen steil aufsteigenden Kliffküste ist von ihnen fast vollständig frei, wohl aber sind sie öfters im Meer nahe dem Strande unter dem Wasser zu finden, aus welchem sie bei niedrigem Wasserstand auftauchen.

Auf der oberen Fläche der Küstentafel sieht man die Wanderblöcke am reichlichsten im Zusammenhang mit den alten Strandbildungen am nördlichen Abhang der Blauberge von Vaivaru, auf dem oberen Rand des Kliffs von Mammusaare bis nach Meriküla und stellenweise bei Saka, Ontika und Valaste.

2. Verwitterungsschutt.

a) Die Schuttdecke auf der Tafelfläche.

Ausgedehnte Teile der Oberfläche der Küstentafel sind mit lokalem Verwitterungsschutt bedeckt. Dieser liegt auf dem Untergrund als meist dünne (0,2—0,5 m mächtige) Schicht und ändert seine Zusammensetzung und Eigenschaften je nach dem unterliegenden Gesteinsgrund. Den vorherrschenden Teil der Tafeloberfläche bilden der Verwitterungsart nach fast gleiche, harte, horizontal gelagerte Kalksteine, und nur am Nordrande der Tafel und in der Nähe der Täler finden wir in geringerer Ausdehnung weichen Tonschiefer, Sandstein und Ton anstehen. Deshalb ist auch unter den Verwitterungsböden die auf dem Kalksteingrund liegende Art am verbreitetsten. Diese erscheint

als sog. „Skelettboden“, welcher bei typischer Ausbildung folgendes Profil zeigt. Der untere Teil wird von scharfkantigen, plattigen Kalksteinstücken von 5—20 cm im Durchschnitt gebildet, welche durch das allmähliche Zerfallen des festen Untergrundes entstanden sind. Die Zwischenräume werden von dem bei der Zersetzung der Gesteinsstücke gebildeten Kalksand und Lehm ausgefüllt. Das Gemenge besitzt eine dunkle, graubraune Farbe, und geht in seinem oberen Teil allmählich in einen dunkelgrauen, humösen Lehm oder Sand über, der noch ziemlich steinreich sein kann. Den Ausstrich des Tonschiefers finden wir nur in unbedeutendem Umfange am Fusse der meerwärts gelegenen Tafelstufen vor. Der zu feinen Brocken zerfallene und zersetzte Schiefer bildet hier die Bodendecke; ihm beigemischt sind Humus und feiner Quarzsand, welcher letzterer vom nahen Sandsteingrund herrührt.

Der Verwitterungsboden des Sandsteingrundes ist Quarzsand, welchen man vom Untergrund selbst nur nach seinem lockeren Gefüge unterscheiden kann. Die oberste Schicht des Sandes ist in höherem oder geringerem Grade mit organischem Stoff vermischt, dessen Menge von der Dichte der Pflanzendecke und dem Stand des Grundwassers abhängt. Da der liegende Sandstein nicht einheitlich ist — es wechseln weiche, lockere mit harten, verkieselten Schichten — so sind auch der sandigen Bodendecke stellenweise unzersetzte Sandsteinstücke und Brocken beigemischt.

Der blaue Ton bildet keinen Verwitterungsboden, weil er an solchen Stellen ansteht (im unteren Teil des Kliffs und am Strande), wo er von einer mächtigeren Schuttdecke verhüllt wird, oder er wird rascher abgetragen als seine Zersetzung fortschreitet.

b) Schutthalden.

Der Fuss steilerer Hänge und Böschungen ist mit mächtigen Schutthalden bedeckt, an deren Bildung alle im Hange austreichenden Schichten des Untergrundes teilnehmen. Aus diesem Grunde sind die Schutthalden ihrer Zusammensetzung nach viel mannigfaltiger als die auf ebener Fläche ausgebreitete Verwitterungsdecke. Dank dem intensiven Abbröckeln und dem Herabfallen des Schuttes an den Hängen erreichen die Halden eine beträchtlich grössere Mächtigkeit (bis 20 m) als die ebene Schuttdecke und bestehen aus einem Material von mannigfacherer

Gröbe. Neben grossen Kalk- und Sandsteinschollen mit einem Volumen bis zu 1000 m³ findet man kleinere, einige m grosse Blöcke, kleinere Brocken und Scherben, wie auch feinen Sand und Ton. Das gesamte gröbere Material ist scharfkantig, wo es nicht vom Meer oder von den Flüssen in grösserem Masse ausgewaschen worden ist.

Eine grosszügige, ununterbrochene Schuttböschung deckt den Fuss des Küstenkliffs in dessen ganzer Ausdehnung von W nach E. Die Hauptmasse dieser Schuttböschung wird von blauem Ton gebildet, der in Gestalt grosser chaotischer Haufen langsam zum Meere hinabgleitet und auf seiner Oberfläche Kalk- und Sandsteinblöcke, feineren Kalk- und Sandsteinschutt sowie Platten und Scherben von Tonschiefer mit sich führt, die alle mit Sand und Ton durchmengt sind. Am reichlichsten ist der Kalkstein vertreten, welchen man in Stücken von jeder möglichen Form und Grösse findet. Der weiche Sandstein und Schiefer zerfällt beim Herunterrieseln zu Sand und feinem Schutt. Grössere Sandsteinschollen bleiben nur dann erhalten, wenn sie auf eine weiche Sand- oder Tonunterlage fallen. Die unebene Oberfläche der Schuttböschung wird noch chaotischer durch die hohe, dichte Pflanzendecke und die Anhäufung herabgefallener Baumstämme und Äste, die teilweise verwest und von weichem Moospolster überzogen sind. Solch ein gewaltiges Haufwerk erhebt sich am Fusse des Kliffs stellenweise bis zu einer Höhe von 30 m.

Wo das Kliff niedriger ist und hauptsächlich aus Sandstein besteht, dort ist auch die Schuttböschung niedriger und ebener und wird hauptsächlich nur von abwärts rückenden Ton- und Sandmassen gebildet. Ausserdem ist die Schuttböschung hier durch den üppigen Graswuchs und dichtes Strauchwerk verdeckt.

In den Schuttböschungen, die am Fusse der steilen Hänge der Flusstäler aufsteigen, beobachten wir dieselbe Verschiedenheit des Materials und einen Wechsel in der Gröbe desselben. Hier haben ausser dem Untergrunde auch verschiedene höher liegende Flussablagerungen — Ton, Sand, Geröll — den Schutt geliefert. Aus diesem Grunde enthalten die Schuttböschungen der Täler auch viel feineres und stärker ausgewaschenes Material. Am Mittellauf der Flüsse, wo das Tal sich nur in die Kalksteinschichten eingeschnitten hat, sind die Talhänge meist steil, und an ihrem Fuss sammeln sich bei den Prallhängen die herab-

gefallenen Kalksteinblöcke und der Schutt zu chaotischen Anhäufungen. An den Talmündungen stellen die Schuttböschungen hauptsächlich abgerutschte Ton- und Sandmassen dar. Der Flussschotter und der Sand bilden hinabgleitend Schuttböschungen, deren Böschungswinkel entsprechend der Gröbe und der Kohäsion des Materials zwischen 40° und 50° wechselt.

Weniger auffallend und von geringerer Bedeutung sind die Schuttböschungen am Fusse der Tafelstufen, die aus feinem, stark zersetztem Schutt von Kalk- und Sandstein bestehen und unter einer dichten Pflanzendecke verborgen sind. In den Mündungen der Kerbtäler, die die Stufen durchschneiden, gibt es ebenso durch die Pflanzen befestigte und nur von kleinen Bächlein durchsetzte, sandige und lehmige Schuttkegel.

3. Fluviale Ablagerungen.

Ablagerungen glazifluvialen Ursprungs — Osen, marginale Deltas und Sander — fehlen der nordostestländischen Küstentafel vollständig. Die Berge von Vaivaru sind Ose genannt worden, ohne dass diese Annahme irgendwie begründet werden könnte. Dagegen nehmen die fluvialen Gebilde eine bedeutende Stellung ein, da sie stellenweise die heutigen Täler anfüllen und sich als eine breitere Zone in deren Nähe ausbreiten. Auch die Deltas in den Flussmündungen verdanken ihren Ursprung hauptsächlich den Flüssen, weshalb wir sie auch zusammen mit den anderen fluvialen Ablagerungen besprechen werden.

Entsprechend der Bildungsweise der fluvialen Ablagerungen bestehen sie aus ausgewaschenem Material von lockerem Gefüge, das seiner Korngrösse nach sehr verschieden sein kann, angefangen von feinstem Ton und Sand bis zu grobem, losem Grand und Schotter. Zu diesen gesellen sich noch grössere und kleinere Blöcke. Das Material ist oft nach der Korngrösse angeordnet.

Die Gewässer der nordostestländischen Küstentafel haben in der Jetztzeit — und wahrscheinlich war es auch schon so innerhalb einer längeren Zeitperiode — ihren Abfluss nach N, nach dem Finnischen Meerbusen zu. Dementsprechend treten die Flussablagerungen in meridional gerichteten Zonen auf, in deren Mitte sich der jetzige Talgraben befindet. Innerhalb dieser Zonen nimmt die Korngrösse des Materials vom Rande nach der Mitte hin und von unten nach oben hin zu.

Die grösste Wasserader des Gebiets ist der Purtse-Fluss. Das heutige Flusstal liegt in einer weiten talungsartigen Senke, die grösstenteils mit feinem, mehr oder weniger deutlich geschichtetem, stellenweise tonigem Quarzsand angefüllt ist. Seine Mächtigkeit erreicht mindestens 5 m.

Im östlichen Talhang befindet sich eine grosse Sandgrube, wo ungefähr in einer Höhe von 15 m über dem Flussspiegel horizontal und diagonal geschichteter Quarzsand in einer Mächtigkeit von 3—4 m bloss liegt. Zwischen den Sandschichten sind dünne, einige mm mächtige, tonhaltige Schichten und schwarze, mit Pflanzenüberresten erfüllte Zwischenschichten zu sehen. Stellenweise findet man auch linsenförmige Einschlüsse von gröberem Sand und Kies. Der Sand scheint den von R. Sandegren beschriebenen proximalen Deltaablagerungen des Ragundasees sehr ähnlich zu sein¹⁾. Es ist aber bis jetzt nicht festgestellt, ob die Sandschichten des Purtse-Tales den Jahresvarven entsprechen.

Aus gleichartigem Sand besteht der obere Teil des ganzen östlichen Talhanges zwischen Purtse und Lügänuše, und eine mächtige Sandschicht bedeckt auch den grössten Teil der Stufenfläche von Purtse. Hier haben aber ein späteres Auswaschen der Oberfläche und der Wind die ursprüngliche Beschaffenheit des Sandes in hohem Grade verändert.

Näher zum Fluss herrscht mehr oder weniger stark mit Sand vermengter Grus von wechselnder Korngrösse vor, der besonders deutlich im Mündungsteil des Tals in den Hängen bloss liegt und hier bis 10 m über dem Flussspiegel aufsteigende Längsterrassen bildet. An den entblösten Stellen sieht man am Grunde oft Ton, dem geschichteter Sand folgt. Letzterer wird im oberen Teil gröber und geht schliesslich in den erwähnten groben Grus über. Die gröberen Bestandteile werden vorwiegend von Kalkstein gebildet, der aus den auf der Tafelfläche anstehenden und in den Talhängen des Mittellaufs zutage kommenden Schichten her stammt. Das Silikatmaterial ist hauptsächlich durch feineres Geröll und Quarzsand vertreten. Letzterer stammt augenscheinlich zum grössten Teil aus den alten Deltaablagerungen, in die sich das Tal eingeschnitten hat.

1) R. Sandegren, Ragundatraktens postglaciala utvecklingshistoria enligt den subfossila florans vittnesbörd (S. G. U. Ser. Ca № 12, III, S. 7—8, Stockholm 1924).

Auf der Talsohle und im Flussbett sind vorwiegend grobes Kalkgeröll und erratische Blöcke zu sehen. Feineres Material — Sand, Ton und Schlamm — gibt es nur auf dem Grunde des Flussbetts in dessen tieferem Mündungsteil und im Meere vor der Flussmündung.

Der über dem Meeresspiegel aufragende Teil des Deltas ist hauptsächlich aus grobem, ausgewaschenem Kalkgeröll aufgebaut, welches dem sich längs dem Strand ausbreitenden und Strandwälle bildenden Strandgeröll ganz ähnlich ist. Dieses wird an der Meeresseite und an geschützteren Stellen von einem schmalen Streifen feinen Sandes umsäumt.

Die für das Purtse-Tal beschriebene Art und Reihenfolge der Flussablagerungen wiederholt sich in verkleinertem Massstab im Tal des Pühajögi. Das Tal des Mittellaufes ungefähr im Bereich von 3 km von der Lagedi-Mühle bis zum Nebenfluss „Aluoja“ ist in eine 3—6 m mächtige Sandablagerung eingeschnitten. Der Sand ist reiner, feiner Quarzsand und besitzt meist deutliche Schichtung, die nur an der Oberfläche gestört ist. Weiter zur Talmündung zu beginnt auf dem Sande gröberer Grus aufzutreten, dessen Mächtigkeit fortwährend zunimmt. Übersichtliche Aufschlüsse gibt es am westlichen Prallhang des Tales etwas oberhalb der auf dem Wege von Toila nach Pühajõe gelegenen Brücke. Der Talhang ist hier 20—22 m hoch und zeigt folgendes Profil:

- | | |
|---|---------|
| a — grobes Kalkgeröll, teils zugeschüttet und unter der Pflanzendecke verborgen | ca 3 m |
| b — rötlicher grober Sand, diagonal geschichtet, mit schwarzen Zwischenschichten, die reich an pflanzlichen Überresten sind | 1,5—2 „ |
| c — rostbraune Zwischenschicht von Geröll und grobem Sand. Untere Grenze scharf | 0,15 „ |
| d — graugelber feiner diagonalgeschichteter Sand mit schwarzen diagonalen und horizontalen Zwischenschichten | 2—2,5 „ |
| e — Sand- und Geröllböschung. | |

Die Stufenfläche an der Mündung des Tales ist mit feinem, schichtenlosem Sand bedeckt, dessen Mächtigkeit am Nordrande der Stufenfläche ungefähr 3 m beträgt. Dieser Sand liegt direkt auf dem Sandsteingrund und bildet augenscheinlich den

distalen Teil der vorher beschriebenen, aus grobem Geröll und Sand bestehenden Deltaablagerung. Das heutige Flusstal hat sich bis in den unter der Sandablagerung liegenden Untergrund eingeschnitten. Die längs der Talabhänge sich hinziehenden Terrassen bestehen aus Kalksteingeröll und Sand in wechselnder Mächtigkeit, während die Talsohle mit grobem, ausgewaschenem Kalksteingeröll und mit dicht gedrängten Wanderblöcken von wechselnder Grösse (vorherrschend ist ein Durchmesser von $\frac{1}{2}$ —1 m) bedeckt ist. Diese kommen besonders dort zum Vorschein, wo das Flussbett flacher ist.

Die breite Talung und die Trichtermündung von Voka-Konju sind mit mehrere m mächtigem, undeutlich geschichtetem, feinem Quarzsand ausgefüllt, welcher in grösserer Tiefe tonig wird. Das Tal des Voka-Flusses durchschneidet diese Sandablagerung und dringt teilweise bis zum Untergrund ein. Die Talsohle ist mit gröberem Material — Geröll und Blöcken — bedeckt. In der Flussmündung sehen wir eine Deltabildung in Gestalt eines nach E gerichteten Geröllwalls, der stellenweise von einem Sandstreifen umsäumt wird.

Auch die Ablagerungen des Sötke-Flusses, besonders des Mittel- und Unterlaufs, bestehen hauptsächlich aus Sand, unten aus Ton. Am Oberlauf fällt die das Tal umsäumende Talung mit dem Talgraben zusammen, welcher hier die Gestalt eines in den Kalksteinuntergrund einerodierten, tiefen, steilwandigen Cañontals angenommen hat. Die Talsohle ist mit Kalksteinschutt, der von den Hängen herabgefallen ist, und mit dem vom Flusse mitgeführten groben Kalkgeröll bedeckt.

Bei allen aufgezählten, grösseren Tälern können wir einen rezenten Talgraben und eine diesen umgebende, breite, flache Talung unterscheiden, deren Grund mit Deltaablagerungen des früher höher gelegenen Flusses bedeckt ist. Ausser diesen grösseren Tälern wird das Kliff noch von mehreren kleineren Tälern und Tälchen durchschnitten, die meistens als einfache Kerbtäler ausgebildet sind. Das längs diesen Kerbtälern abfliessende Wasser führt dem Strande Sand oder Kalksteinschutt und Geröll zu, dem sandigen oder kalkigen Untergrunde entsprechend. Mächtigere fluviale Ablagerungen fehlen diesen Tälern.

Die grosszügigste fluviale Ablagerung ist die grosse Deltabildung des Narva-Flusses, die sich ausserhalb der Grenzen

unseres Gebietes befindet. Diese Ablagerung dehnt sich als mehrere km breite, niedrige, sandige Ebene am Fuss des Küstenkliffs aus. Dieses Gebilde hat für unser Küstengebiet die grosse Bedeutung, dass es das Material für den breiten, sandigen Strandstreifen am östlichen Teil der Küste geliefert hat.

Ausgedehnte Teile der Oberfläche der Küstentafel sind mit sandigem und tonigem Material bedeckt, das man nicht mit Sicherheit in irgendeine genetische Hauptgruppe einreihen kann. Aus einer solchen ist die Bodendecke der niedrigeren eingesenkten Teile der Küstentafel gebildet. An diesen Stellen befanden sich früher grosse Wasserflächen, auf deren Grund die Moräne teils ausgewaschen (in der Strandzone), teils sortiert und geschichtet wurde. Auf die Moräne haben sich Ton, Sand und gröberes Material abgesetzt, die von einflussenden Strömen zugeführt worden sind, und die in der Küstenzone in Strandgeröll und Sand umgearbeitet wurden. Das vorher beschriebene Ausfüllungsmaterial der Täler stammt grösstenteils aus der Sedimentmenge dieser Wasseransammlungen.

4. Strandablagerungen.

Strandablagerungen — Geröll und Sand — finden wir zuerst am rezenten Strand, wo sie entsprechend der Gestalt und der Breite des Strandes eine Zone von wechselnder Breite bilden. Das vorherrschende Material ist grobes, ausgewaschenes Kalkgeröll, das aus glatten und abgerundeten, flachen Kalksteinstücken und Brocken mit einem Durchmesser von 3—20 cm besteht. Darunter gibt es in geringerer Menge kristallines Geröll, Sandsteinstücke und Sand. Das Kalkgeröll stammt meist aus den im Kliff anstehenden Kalksteinschichten, Glaukonit- und Vaginatenkalk. Besonders reichlich ist der harte und widerstandsfähige Glaukonitkalkstein vertreten.

Das Geröll bedeckt den Strandstreifen in einer Mächtigkeit von 0,5—2 m und setzt sich in einer Zone von wechselnder Breite auch unter dem Meeresspiegel fort. Meist ist das Geröll in parallel zur Strandlinie oder etwas schräg dazu verlaufenden Wällen aufgeschüttet, deren es ein oder zwei, an breiteren Stellen auch mehrere gibt. Ähnliche Wälle verlaufen auch auf dem Meeresgrunde parallel zur Strandlinie. Sie bestehen aber aus feinerem Material, hauptsächlich aus Sand.

Wie schon erwähnt, ist die Geröllschicht auf dem Strande nicht mächtig. Oft kommt unter ihr der anstehende blaue Ton zum Vorschein, dort wo der Strandstreifen von anlaufenden Wellen oder von den ins Meer mündenden Bächlein blossgelegt wird.

Der Geröllstrand tritt überall in Verbindung mit dem hohen, steilen Kliff auf — so zwischen Kalvi und Liimala, beim Hiimägi und von Saka fortlaufend über Oru, Voka, Konju und Päite bis Türsamäe, obwohl sich dazwischen Talmündungen befinden und in ihrer Nähe das Kliff eine niedrigere und flache Gestalt annimmt. Dagegen besteht der Strand in der Umgegend der Flussmündung des Purtse hauptsächlich aus Sand. Reiner, feiner, ausgewaschener Quarzsand bedeckt den anstehenden blauen Ton mit einer dünnen, einige dm, höchstens aber 1—2 m mächtigen Schicht und bildet eine ebene, sanft geböschte Fläche. Näher zur Flussmündung ist dem Sand auch Geröll beigemischt; stellenweise breitet sich die Sandschicht über das darunter liegende Kalkgeröll aus (so bei Sillamäe, Kannuka, Perjatse). Sie ist beim Rückgang der Strandlinie von Wind und Wellen hier aufgeschüttet worden.

Manchmal ist der Strandstreifen auf kürzere Strecken fast durchweg mit dicht gehäuften Wanderblöcken bedeckt und bildet den sog. Blockstrand. Wanderblöcke befinden sich auch im Meer, aber der grösste Teil derselben liegt unter dem Wasser und kommt nur bei besonders niedrigem Wasserstand oder an sonst flachen Stellen zutage. Ausser den in der Nähe der heutigen Strandlinie gelegenen Strandablagerungen finden wir diese auch auf einem höheren Niveau und weiter vom Meere entfernt, auf der oberen Fläche der Küstentafel und auf den Stufenflächen, besonders in der Nähe der sie umgebenden Tafelstufen. Letztere sind, wie aus allem zu ersehen ist, alte Strandterrassen. Zu den alten Strandbildungen gehören auch entweder wallförmige oder als breite, flache Decken erscheinende Aufschüttungen von ausgewaschenem Geröll und Sand, wie auch eine stärker ausgewaschene Moräne und die Ansammlungen der aus der Moräne ausgespülten Wanderblöcke. Geröllwälle finden wir in langen von SW nach NE verlaufenden Reihen im W des Gebietes, zwischen Koila und Kalvi, dann auf dem Rand der Tafelstufe fast ununterbrochen von Raudna über Koogu und Rannaküla bis Purtse, weiter ziemlich weit vom Meer im S, in der Nähe von

Aidunõmme, ebenso auf dem Rand der Tafelstufe und des Kliffs zwischen Aa und Saka, in Kohtla, Martsa, Voka, Konju, Künnapää, Päite und in der Umgegend der Vaivaru'schen und Laagna'schen Anhöhen. Letztere sind die grosszügigsten des ganzen Gebiets. In breiteren Zonen sich ausdehnende ebene Geröll- und Sanddecken sehen wir vor allen Dingen auf den Stufenflächen und am Fuss der Tafelstufen. Besonders deutliche Strandaufschüttungen umsäumen den Fuss der langen Tafelstufe, die von Järve über Kukruse bis nach Jõhvi und noch weiter nach S sich hinzieht.

Alle diese alten Strandbildungen, ihre Höhe über dem heutigen Meeresspiegel, ihr Zusammenhang und ihre Bedeutung für die Aufhellung des Entwicklungsganges der Küste unterliegen im genetischen Teil einer besonderen Erörterung.

5. Äolischer Sand.

Die schon wiederholt erwähnten Sandfelder in Gestalt fluvialen Delta- oder Strandsandes sind vom Wind fast überall auf der Oberfläche umgelagert worden. Der Sand verliert dabei seine ursprüngliche Reinheit und deutliche Schichtung und wird zu niedrigen flachen Dünen aufgeschüttet. Diese erscheinen meist als kleine, einige m hohe Buckel und Rücken, so auf den Stufenflächen von Purtse und Voka-Konju, ebenso am sandigen Strand von Liimala und Moldova. Grössere, bis 5 m hohe Dünen in Gestalt typischer schiefer Rücken sind am sandigen Strand bei Pimestiku und Mammusaare zu sehen. Weiter im S, beim Dorf Aidunõmme gelegene Dünen erscheinen uns jetzt als Binnendünen. Sie sind aus der Umlagerung alten Strandsandes hervorgegangen und sind jetzt vom Menschen in solchem Masse verändert worden, dass man nur mit Mühe ihre ursprüngliche Gestalt erkennen kann.

6. Limnische Ablagerungen und Torf.

In den schwach eingesenkten, beckenförmigen Teilen der Tafelfläche ist die liegende, ausgewaschene Moräne oder der Sand und Ton meist mit Süsswasserablagerungen und an der Oberfläche mit Torf bedeckt. Stellenweise haben sich von früheren ausgedehnten Wasserflächen kleine Seen und Wasserflächen erhalten (im „Hiie-soo“ bei Püssi, im Kalina-Moor und

in den morastigen Wäldern von Konju). Die Torfschicht ist überall dünn und unbedeutend. Mächtigere Torfbildungen gibt es nur in den Morästen „Hiie-soo“ und „Kadassoo“, ausserdem aber kleinere Flecken und Streifen, die hier und da zu finden sind.

Unter dem Torf liegt Schlamm, Ton und stellenweise Seekreide (auf der Stufenfläche von Purtse, beim Gesinde Ahermo). Der Aufbau der Torfmoore ist aber in dem zu beschreibenden Gebiet bisher nicht näher erforscht worden, und als eine spezielle Aufgabe gehörte das auch nicht in meinen Arbeitsplan.

III. Physiologie der Oberflächen- gestaltung.

Die Oberflächengestaltung der Küstentafel, deren äussere Formen und innerer Aufbau in den bisherigen Teilen auseinandergesetzt worden ist, stellt kein fertiges, starres Gebäude dar; es bleibt nicht dasselbe, wie wir es im Augenblick der Untersuchung vor uns sehen, sondern es gleicht einem sich stets, äusserlich wie auch innerlich, verändernden Organismus oder Mechanismus. Zum Teil können wir diese Umwandlung schon während der kurzen Zeit des Anschauens bemerken. Betrachten wir einen Ort, den wir in allen seinen Einzelheiten gut kennen, nach einem oder ein paar Jahren, so können wir feststellen, dass er sich in mancher Beziehung verändert hat. Die Oberflächengestaltung wechselt folglich nicht nur regional, chorologisch, sondern auch chronologisch. Die Darstellung dieses chronologischen Wechsels ist die zweite Hauptaufgabe der Beschreibung der Oberflächengestaltung, während die erste Aufgabe in der Betrachtung des regionalen Wechsels besteht.

Diese augenscheinlichen Veränderungen, die wir beim Vergleich des Gebietes in gesonderten Zeitmomenten konstatieren können, sind nur gesetzmässige Folgeerscheinungen mannigfaltiger, langsamer Vorgänge, die überall gleichmässig und ununterbrochen wirken, obgleich wir sie während der kurzen Beobachtungszeit weder direkt sehen noch feststellen können. Sie sind ausserdem durch äusserst komplizierte Beziehungen und Verhältnisse miteinander verbunden; einer fördert oder stört und hemmt den anderen, und die sichtbar werdenden Veränderungen erscheinen uns als Gesamtergebnis dieser Verhältnisse. Dieses ganze in der Oberflächengestaltung zur Auswirkung gelangende Zusammenspiel der Vorgänge, ihre gegenseitigen Beziehungen

und ihr Entgegenwirken nennen wir nach Passarge¹⁾ und Granö, der allgemeinen wissenschaftlichen Terminologie entsprechend, die Physiologie der Oberflächengestaltung. Hierher gehören auch die chronologischen Erscheinungen der Oberflächengestaltung, von denen vorher die Rede war, da sie eine direkte Folge des physiologischen Wirkens sind.

Die bei der Oberflächengestaltung in Erscheinung tretenden physiologischen Vorgänge werden im weitesten Sinne von den sog. allgemeinen, d. i. von endogenen und exogenen, Kräften gelenkt. Diese offenbaren sich aber innerhalb bestimmt begrenzter Gebiete als lokale Kräfte, die die örtlichen Varianten der allgemeinen Kräfte darstellen. Solche sind z. B. die Schwankungen der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit gerade in dem zu betrachtenden Gebiet, der Wind in seiner herrschenden Richtung, Grund- und Oberflächenwasser, Pflanzen, Tiere und der Mensch. Ein Teil dieser Kräfte macht das lokale Mikroklima aus, dessen Kenntnis von grosser Bedeutung für die Aufhellung physiologischer Vorgänge ist. Leider bietet aber das meteorologische Beobachtungsmaterial, wegen des undichten Netzes der Beobachtungsstationen und der nicht genügend häufigen und nicht hinreichend detaillierten Beobachtungen, wenig Anhaltspunkte zur Charakterisierung des Mikroklimas. Interpolation und Deduktion sind in grossem Masse anzuwenden.

Die Kräfte wirken auf die Objekte, worunter wir die Erdoberfläche mit ihren Formen und ihrem Aufbau verstehen. Es hängt von den Eigenschaften des Objekts ab, in welcher Weise und in welchem Masse sich der Einfluss der Kräfte äussert. Die in Betracht kommenden Eigenschaften sind — der Aufbau der Formen, der Böschungswinkel und die Exposition gegen die Sonne und die herrschenden Winde. An den Hängen mit grösserem Böschungswinkel ist die Tätigkeit des fliessenden Wassers eine intensivere, als an den Hängen mit kleinem Böschungswinkel, Formen von weicherer Konstitution werden leichter abgetragen, als diejenigen von harter Zusammensetzung, vom Winde geschützte Stellen leiden nicht unter der abtragenden Wirkung des Windes usw.

Physiologisches Zusammenwirken nennen wir

1) S. Passarge, Physiologische Morphologie, 1912, S. 139. — Der Begriff der „physiologischen Morphologie“ ist bei Passarge weiter gefasst als bei uns, da er auch die Oberflächenformen und ihre Genesis mit hineinzieht.

dieses Zusammenspiel der lokalen Kräfte und der Objekte. Die Analyse des Zusammenwirkens muss hauptsächlich auf dem Wege der Deduktion vor sich gehen. Wir verfolgen die Wirkung jeder Kraft auf jedes Objekt einzeln für sich, d. h. auf jede Form oder jeden Formteil von abweichendem Bau und Böschungswinkel und abweichender Exposition. Die zwischen den Kräften und den Objekten bestehende gegenseitige Einwirkung summiert sich zu Prozessen oder Vorgängen, die als chronologische Erscheinungen in der Oberflächengestaltung zum Vorschein kommen. Da die Objekte mannigfaltiger und abwechslungsreicher sind, als die Kräfte, ist der lokale Wechsel der Vorgänge vor allen Dingen von der Kombination der Objekte abhängig. Die Böschungswinkel und die Exposition hängen von den Formen und ihrer Gruppierung, oder mit anderen Worten, von den Formengruppen ab. Der Aufbau seinerseits ist entweder auf weite Gebiete hin ein einheitlicher und scheidet so aus der Zahl der Kräfte, die lokale Unterschiede in den Vorgängen hervorrufen, aus, oder er wechselt rasch auf geringer Strecke und bestimmt in diesem Fall nur die sekundäre, detaillierte Gliederung der ausgedehnteren Formengruppe. Daraus folgt, dass die als morphographische Komplexe erscheinenden Formengruppen zugleich Komplexe physiologischen Zusammenwirkens sind. Sie als solche betrachtend, muss man ihnen ausser den rein morphographischen Benennungen noch Bezeichnungen geben, die ihre Einheitlichkeit auch in Betreff physiologischer Vorgänge charakterisieren. Das ist aber in der Tat nicht jedesmal durchführbar, da es nicht leicht ist, komplizierte physiologische Vorgänge in kurzen und klaren Sätzen zusammenzufassen.

In einem vollständigen landschaftlichen Komplex (Landschaft, Teillandschaft oder Landschaftsteil) ist der ganze Bestand der Landschaft (Erdrinde, Wasser, Pflanzendecke, vom Menschen geschaffene Formen u. s. w.) an dem physiologischen Zusammenwirken beteiligt, indem sie aufeinander einwirken und in verwickelter Wechselbeziehung stehen. Da es sich hier nur um die Oberflächengestaltung und ihre Physiologie handelt, werden die anderen Bestandteile nur soweit in Betracht gezogen, als sie einen Einfluss auf die Oberflächengestaltung ausüben (die Oberflächengestaltung als passiver Faktor). Unbeachtet bleiben die Einflüsse, die die Oberflächengestaltung als aktiver Fak-

tor auf die übrigen Bestandteile ausübt. Diese gelangen erst bei der Betrachtung jener anderen Bestandteile zur Erörterung.

A. Die wirkenden Kräfte.

1. Allgemeine oder regionale Kräfte.

Die allgemeinen Kräfte wirken innerhalb eines grösseren Gebietes in einheitlicher und gleichartiger Weise, und sind nur von dessen Lage auf der Erde und von den Beziehungen desselben zu den Nachbargebieten abhängig. Die Lage der nordostestländischen Küstentafel als ein Teil des die Ostsee umgebenden niedrigen Küstenlandes ist schon in der Einleitung den Hauptzügen nach charakterisiert worden. Diese Lage bestimmt zugleich die Zahl, die Art und die Wirkungsweise der regionalen Kräfte.

Als exogene Kräfte kommen die Elemente des Klimas in ihren Durchschnittswerten¹⁾ in Betracht, von denen im allgemeinen auch die Wirkungen des Wassers und der Pflanzendecke abhängig sind. Ganz Estland und damit zugleich das nordostestländische Küstentafelland gehört in das mässig-kühle Klimagebiet Nord- und Osteuropas (Köppens feucht-winterkaltes Klima Dfb²⁾ oder Philipppsons sommerkühles Regenklima, Untertyp: Landklima³⁾).

Für das Klima NE-Estlands sind folgende Haupteigenschaften charakteristisch. Im Durchschnitt steigt die mittlere Temperatur von vier Monaten über $+10^{\circ}$ C. Diese Monate sind immer Juni, Juli und August, der vierte ist meist September, oft aber

1) Die Organisation und Leitung der meteorologischen Beobachtungen liegt in der Hand des Meteorologischen Observatoriums der Universität Tartu (Dorpat), dem das Netz von Beobachtungsstationen untergeordnet ist. Auf dem nordostestländischen Küstentafelland befindet sich keine Station höherer Ordnung. Zwei Stationen zweiter Ordnung liegen aber in der Nähe der E- und W-Grenze des Gebiets (Kunda und Narva-Jõesuu).

Die Beobachtungen werden in den meteorologischen Jahrbüchern veröffentlicht (vom Jahre 1921 an, früher unter anderen Namen). Vollständig bearbeitet sind nur die 50-jährigen Beobachtungen des Meteorologischen Observatoriums in Tartu (Dorpat). Ausserdem liegt noch eine Reihe von meteorologischen und klimatologischen Spezialuntersuchungen und Aufsätzen vor.

2) W. Köppen, *Pet. Mitt.* 1918.

3) A. Philipppson, *Grundzüge der Allg. Geogr.* Bd. I, 1921.

auch der Mai. Die jährliche Amplitude beträgt im Mittel $22,3^{\circ}$, was eine schwache bis mässige Kontinentalität beweist. Zu den Eigenschaften des Klimas gehören weiter der warme Herbst und der kühle Frühling. Z. B. ist in ganz Estland die mittlere Temperatur des Oktobers höher als die mittlere Jahrestemperatur, diejenige des Aprils dagegen niedriger. Im Mittel ist der Juli der wärmste Monat, der Januar repräsentiert aber den mittleren Wintermonat, der April den mittleren Frühlings- und der Oktober den mittleren Herbstmonat. Der kälteste Monat ist jedoch nicht der Januar, sondern der Februar.

Die jährliche Niederschlagsmenge nach den Beobachtungen von 30 Jahren beträgt im Durchschnitt für ganz Estland 535 mm, in dem nordostestländischen Küstengebiet 543 mm. Die Niederschläge verteilen sich ziemlich gleichmässig auf das ganze Jahr, die niederschlagsreichsten sind die Herbstmonate — August und September.

In NE-Estland dauert die Schneedecke 4—5 Monate, durchschnittlich von Anfang Dezember bis Mitte April. Die Schneedecke erreicht eine Höhe von 20—25 cm.

Das Küstenmeer NE-Estlands liegt im Mittel $3\frac{1}{2}$ Monate unter einer festen Eisdecke — von der zweiten Hälfte des Dezember bis Anfang April.

Die herrschenden Windrichtungen sind S und SW. An der Küste gibt es im Jahre im Mittel 20 Sturmtage, am häufigsten sind sie im Dezember (4 Tage) und im Oktober (3 Tage). Die herrschende Sturmrichtung ist SW.

Wichtig ist auch die Unbeständigkeit der Witterung und deren häufiger Wechsel, besonders im Winter. Nur ausnahmsweise hält stärkere Kälte wochenlang an, meist aber folgt den kalten Tagen bald Tauwetter oder milde Witterung, die oft mitten im Winter von Regen begleitet wird. Starke SW-Winde brechen wiederholt das Eis von der Küste und treiben es ins offene Meer. Wendet sich aber der Wind nach N oder NE, was gewöhnlich von einem Fallen der Temperatur begleitet wird, so bildet sich von neuem Eis.

Was die Entfaltung endogener Kräfte anbetrifft, so stellt die ganze Umgegend der Ostsee und besonders ihr südöstlicher Teil in dieser Beziehung ein beständiges, ruhiges Gebiet dar.

Die einzige durch innere Kräfte bedingte Erscheinung ist die säkuläre Verschiebung der Strandlinie, die aber heute an

der nordostestländischen Küste so gering ist und so langsam vor sich geht¹⁾, dass sie in der rezenten physiologischen Kraftwirkung gar nicht zum Ausdruck kommt. Ihre Spuren müssen zu den disharmonischen Erscheinungen der Oberflächengestaltung gezählt werden.

2. Die lokalen Kräfte.

Unter lokalen Kräften verstehen wir hier nicht die örtlichen Böschungswinkel und den Aufbau, wie Passarge²⁾ es tut, sondern den lokalen Wechsel der allgemeinen oder regionalen Kräfte, ihre lokalen Varianten. Die Böschungswinkel und der Aufbau gehören dagegen zu den Eigenschaften der Objekte, an welchen sich die Wirkung der lokalen Kräfte äussert.

Für die allseitige und eingehende Beleuchtung der lokalen Kräfte fehlt noch ein genügend detailliertes Beobachtungsmaterial. Auf dem Wege der Deduktion können wir aber über manche Erscheinung Aufschluss erhalten.

Die Lufttemperatur und deren Schwankungen.

Es besteht nur ein geringer Unterschied zwischen den mittleren Werten für die Lufttemperatur der einzelnen Gegenden des nordostestländischen Tafellandes, wie aus der folgenden Tabelle zu ersehen ist:

	Höhe ü. d. M. in m	Januar	April	Juli	Okto- ber	Jahres- mittel	Das absolute	
							Max.	Min.
Kunda . . .	43	—5,8	2,5	16,9	5,5	4,7	31,0	—30,2
Lüganuse . .	60	—7,0	1,8	16,6	4,9	3,8	—	—
Narva-Jõesuu .	4	—6,4	3,6	17,5	5,5	4,7	33,5	—32,6

Man kann im allgemeinen ein Fallen der mittleren Wintertemperatur und ein Steigen der Sommertemperatur von W nach

1) Die Niveauschwankungen der Ostsee werden an zahlreichen Stationen aller umgebenden Länder registriert. An der Südküste des Finnischen Meerbusens sind nur in Tallinna (Reval) und Kronstadt fortlaufende Beobachtungen innerhalb einer längeren Zeitperiode gemacht worden, kürzere und unterbrochene Beobachtungsreihen liegen auch von anderen Orten vor. Zur Darstellung säkularer Niveauveränderungen der Ostsee sind diese Beobachtungsergebnisse von Blomqvist-Renqvist (Fennia 37, Helsingfors 1914) und R. Witting (Fennia 39, Helsingfors 1918) benutzt worden.

2) S. Passarge, Physiol. Morphol. S. 227.

E und von der Küste nach dem Lande zu, d. h. eine Verstärkung der Kontinentalität in derselben Richtung, beobachten.

Noch eingehender betrachtet müssten geringste Temperaturschwankungen und am wenigsten ausgeprägte Kontinentalität dem im Sommer vor der Sonne und im Winter vor den kalten Winden geschützten Strande am Fuss des Kliffs, besonders im westlichen Teil der Küste (Aseri, Purtse), eigen sein. Am grössten müssten dagegen die Gegensätze im südlichen und süd-

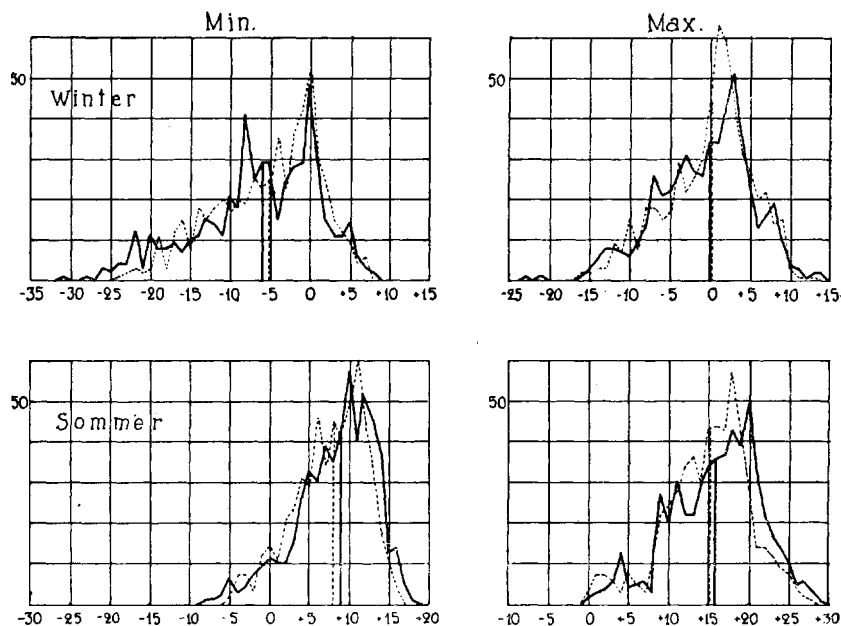


Fig. 10. Frequenzkurven der Minimal- und Maximaltemperaturen in Narva-Jõesuu — und Tallinna (Reval) während der Jahre 1922—24. Die Vertikallinien sind die Medianen.

östlichen Teil der Tafelfläche sein, besonders an deren höher gelegenen Stellen (Vaivaru).

Über die Schwankungen der Temperatur in Narva-Jõesuu und Tallinna (Reval) geben uns auch die Frequenzkurven der Minimal- und Maximaltemperaturen in den Jahren 1922—24 Aufschluss (Fig. 10).

Als Ergänzung dient das Diagramm (Fig. 11) des wahren Verlaufs der Temperatur in Narva-Jõesuu im Jahre 1924. Wir können hier zwei Typen des Temperaturverlaufs unterscheiden:

einen Wintertypus — grosse Amplitude und Veränderlichkeit, und einen Sommertypus — kleine Amplitude und gleichmässiger Verlauf. Die Ursache dafür ist der zyklonale Charakter der Witterung im Winter, während im Sommer ein einheitlicher normaler oder hoher Luftdruck herrscht (siehe die barometrische Kurve). Besonders grosse Bedeutung als physiologischem Faktor kommt den Temperaturschwankungen des Frühlings, der Monate

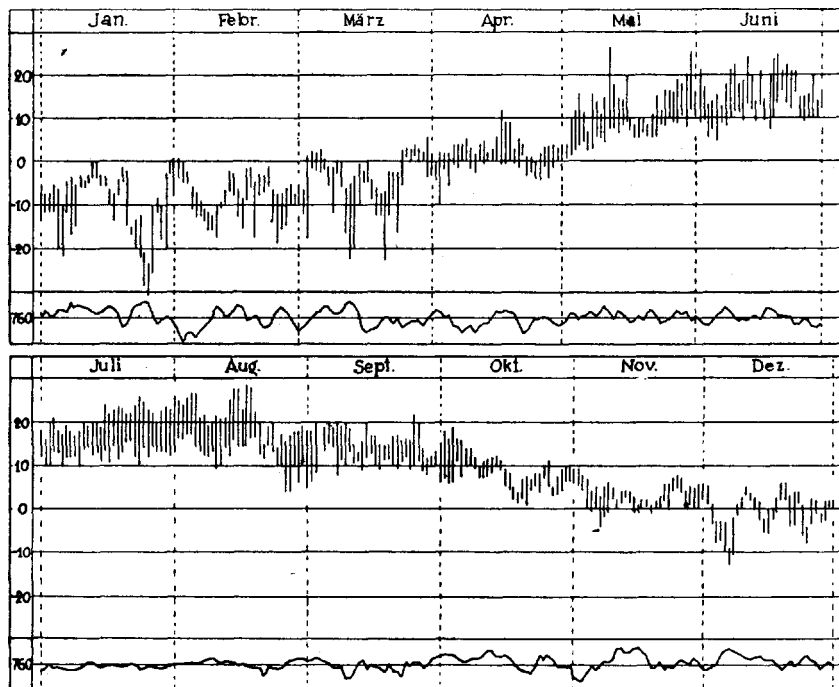


Fig. 11. Der wahre Verlauf der Temperatur in Narva-Jõesuu im Jahr 1924.
Unten die barometrische Kurve.

März und April, zu, da hier kalte Witterung oft rasch mit Tauwetter wechselt.

Der Wind.

Aus der unten vorgeführten Tabelle geht hervor, dass an der nordostestländischen Küste (bei Narva-Jõesuu) die südlichen Winde herrschen, die am häufigsten eine Geschwindigkeit von 1 m/sec aufweisen (nach den Beobachtungen von 5 Jahren, 1920—24). Sehr häufig sind auch westliche Winde.

Windrichtung . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O								
% der beobachte- ten Fälle . . .	6,3	5,7*	7,7	15,3	16,3	14,3	12,9	12,1	9,4								
Windstärke m/sec.	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	24
% der beobachte- ten Fälle . . .	9,4	16,2	11,4	10,5	6,7	7,3	6,2	7,6	4,2	4,4	2,9	5,7	3,1	2,6	0,5	1,2	0,1*

Die Windrichtung und Stärke variieren bis zu einem gewissen Grade in den verschiedenen Gegenden der Küste und der Küstentafel. Leider liegen für die Station Kunda nur Beobachtungen für das Jahr 1920 vor. Doch kann man schon aus diesen eine ziemlich grosse Übereinstimmung mit denjenigen von Narva-Jõesuu ersehen.

Die Wirkung des Windes ist am grössten auf unbewachsenen, oder nur eine niedrige Pflanzendecke tragenden, offenen Flächen, wie an dem breiten, sandigen Strande (im östlichen Teil der Küste und in den Talmündungen) und an den offenen Teilen der Tafelfläche.

Dagegen sind der Fuss des Kliffs und die niedrigeren, bewaldeten Partien der Tafelfläche durch die hohe und dichte Pflanzendecke gegen Wind gut geschützt. Nur die steile Kliffwand, welche über den die Schuttböschung bedeckenden Baumbestand hinausragt, steht dem Winde gegenüber vollständig offen da.

Da die Küste gegen N liegt, müssten die vorherrschenden Winde sich in schräger Richtung vom Land nach dem Meere zu bewegen, oder der Küste entlang wehen. Die freie Bewegungsmöglichkeit auf dem Meere und die Hemmung durch Unebenheiten der Erdoberfläche und durch die Pflanzendecke sind dennoch der Grund dafür, dass die Westwinde an der Küste eine mehr nordwestliche Richtung annehmen.

Das Wasser.

Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt in NE-Estland 543 mm. Angaben über die mittlere Verteilung der Niederschläge auf die verschiedenen Monate, nach den Abflussgebieten der Flüsse des Küstentafellandes geordnet, sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt¹⁾:

1) A. Wellner, Eesti sisevete kaart. Sisevete uurimise andmed IV. (Die Karte der Binnengewässer Estis. Arbeiten des Hydrogr. Bureaus IV). Tallinn (Reval) 1924.

	Areal des Abfluss- gebiets km ²	Niederschläge in mm												Jahr
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Narva-Jõesuu . .	—	35	32	30*	32	38	48	62	83	58	54	45	42	559
Der Sötke-Fluss .	147	28	24	23*	29	43	59	73	86	61	51	38	33	548
Der Pühajõgi . .	185	28	24	23*	29	43	58	73	85	60	51	38	32	544
Der Purtse-Fluss .	927	27	23	23*	29	42	57	72	84	59	50	38	32	536
Der Koljala-Bach .	167	28	24	23*	29	42	58	72	85	60	51	38	32	542

Der niederschlagsreichste Teil des Gebietes scheint die nordöstliche Strandebene zwischen Meriküla und Narva-Jõesuu zu sein (die jährliche Menge beträgt 550—570 mm). Der Grund dafür ist die offene Lage den westlichen Meereswinden gegenüber. Am wenigsten Niederschläge (530—550 mm) gibt es auf dem Rande des hohen Küstenkliffs und besonders in den Tal-mündungen mit sandigem Boden (Purtse, Toila). Die niedrigeren, reich bewaldeten Teile der Tafelfläche nehmen in Betreff der Niederschläge eine Mittelstellung ein.

Für die einzelnen Jahre können die angeführten Werte an verschiedenen Beobachtungsorten beträchtlich stärker auseinandergehen, wie aus der Tabelle S. 88 zu ersehen ist.

Die Jahre 1922 und 1923 waren aussergewöhnlich niederschlagsreich, so dass der mittlere Wert für die 5 Jahre den normalen beträchtlich übersteigt, besonders für die regenreicheren Gegenden (Narva-Jõesuu).

Die Niederschläge müssen am häufigsten in Verbindung mit den vorherrschenden W- und NW- Winden auftreten, d. h. schräg gegen die Küste fallen. So wird die blossliegende Kliffwand vom Regen stark betroffen und befeuchtet. Ebenso wird im Winter bei den Schneestürmen an ihrem Fusse viel Schnee angehäuft. Beide Tatsachen sind für die Abtragung des Kliffs von grosser Bedeutung.

Es fehlen noch genauere Angaben über den Betrag der Verdunstung, der Versickerung und des oberflächlichen Abfließens der Niederschläge auf der nordostestländischen Küstentafel. Dem im allgemeinen kühlen, humiden Charakter des Klimas gemäss müsste der verdunstende Teil verhältnismässig gering, der als Grund- und Oberflächenwasser bleibende Anteil dagegen gross sein.

Regelmässige Beobachtungen über den Wasserstand, die Strömungsgeschwindigkeit und die Wassermenge sind in unse-

rem Gebiet nur an dem grössten Wasserlauf, dem Purtse-Fluss, seit Frühling 1923 ange stellt worden. Die Mes sungen werden im Mit tellauf des Flusses beim Dorfe Lügänuše ausge führt. Die Beobachtun gen der Jahre 1923 und 1924 sind im Druck erschienen¹⁾.

Der Wasserstand der Flüsse wechselt mit den Jahreszeiten. Hoch wasser gibt es regel mässig im Frühling (im April und Mai), aber auch manchmal im re genreichen Herbst. Am niedrigsten steht das Wasser im Spätsommer, in der letzten Hälfte des Juli und im Anfang Au gust. Im Winter und im Anfang des Frühlings steht das Wasser ge wöhnlich 10—20 cm unter der mittleren Höhe. Im Jahr 1924 war der Gang der Fröh jachsüberschwemmung im Purtse-Fluss folgen der²⁾:

Die in eckige Klammern gesetzten Zahlen sind interpoliert.

	N i e d e r s c h l i k g e i n m											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Narva-Jõesuu	1920 [17,1]	1921 [13,5*]	1922 [15,0]	1923 [13,5]	1924 [13,5]	1920 [13,5]	1921 [13,5]	1922 [13,5]	1923 [13,5]	1924 [13,5]	1920 [13,5]	1921 [13,5]
	48,6	11,9*	39,8	26,1	39,2	70,8	59,6	[85,3]	39,4	24,3	24,1	16,2
	79,1	30,3*	89,5	82,2	133,5	96,3	110,0	44,0	74,4	84,7	50,3	43,7
	69,7	30,1	6,2*	37,7	138,6	102,2	52,2	138,4	74,9	122,9	127,8	69,3
	101,7	158,5	66,0	104,3	102,4	81,0	66,6	117,5	91,4	94,9	137,8	84,9
	62,2	48,9	43,3*	65,3	88,3	90,0	70,0	113,0	151,6	65,5	52,4*	72,1
Mittel	13,7	10,8	12,0	60,3	29,8	54,7	49,8	68,2	57,4	17,5	18,6	8,8*
Tolla	1920 [28,4]	1921 [17,7]	1922 [26,0]	1923 [17,3]	1924 [106,1]	1920 [207,4]	1921 [113,5]	1922 [28,0]	1923 [46,5]	1924 [57,4]	1920 [15,0]	1921 [24,9]
	46,8	19,9	35,1	17,3*	106,1	78,1	67,4	91,4	45,8	46,6	60,3	19,3
	[17,4]	6,6	1,7*	21,3	107,6	39,5	54,1	127,6	75,5	58,5	81,4	20,8
	25,6	14,0*	16,9	43,4	86,2	40,4	21,6	109,5	71,5	39,9	41,1	35,0
Mittel	26,4	11,8*	18,3	35,0	71,3	84,0	61,3	85,0	59,3	44,0	43,3	21,8
	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5	561,5

1) „Sisevete uurimise büroo aastaraamat 1923 ja 1924.“ (Jahrbuch des Hydrographischen Bureaus 1923 und 1924). Tallinn (Reval) 1924—25.

2) Jahrbuch d. Hydr. Bur. 1924, S. 44, Tallinn (Rèval) 1925.

April	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm	April	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm	Mai	Höhe ü. d. mittleren Wasserstand cm
7	0	25	106	12	106
8	5	26	74	13	85
9	14	27	66	14	72
10	15	28	64	15	63
11	20	29	69	16	46
12	25	30	67	17	34
13	26	Mai		18	23
14	24	1	70	19	22
15	20	2	76	20	25
16	25	3	113	21	25
17	29	4	124	22	19
18	64	5	141	23	13
19	106	6	146	24	7
20	112	7	157	25	18
21	84	8	152	26	8
22	134	9	136	27	5
23	114	10	128	28	-1
24	112	11	117		

Der Sommer 1924 war aussergewöhnlich heiss und trocken, so dass es im Juli und August eine ausgesprochene Trockenperiode mit sehr niedrigem Wasserstand (bis 60 cm unter der mittleren Höhe) gab. Die jährliche Amplitude war also 2,2 m.

Das Jahr 1923 war dagegen sehr regenreich und das Hochwasser im Herbst übertraf an Wasserhöhe und Dauer sogar dasjenige des Frühlings (siehe Tabelle S. 90)¹⁾.

	Im Frühling:	Im Herbst:
Höchster Wasserstand cm	58	115
Dauer der Überschwemmung (Tage) . .	10	58

Die Wassermenge schwankt mit der Höhe des Flussspiegels. Für den Mittellauf des Purtse-Flusses haben die Beobachtungen folgende Werte ergeben (siehe die Tabelle S. 90)²⁾.

Nur der Purtse-Fluss führt das ganze Jahr hindurch Wasser, alle anderen Flüsse und Bäche können in trockeneren Sommern vollständig austrocknen. An den niedrigeren, eingesenkten Teilen der Tafelfläche und am Fuss der Tafelstufen sammelt sich in niederschlagsreichen Zeiten viel Wasser an. Solche vom

1) Jahrbuch d. Hydr. Bur. 1923, S. 40, Tallinn (Reval) 1924.

2) Ebenda 1924, S. 75, Tallinn (Reval) 1925.

		Bei hohem Wasserstand (30. 4. 1924)	Bei niedrigem Wasserstand (8. 8. 1924)
Höhe des Flussspiegels ü. d. mittleren Wasserstand	cm	67	—60
Die mittlere Tiefe des Flusses . . .	m	2,07	0,14
Die Breite des Flusses	m	40,6	23,0
Das Profil	m ²	81,5	3,2
Mittlere Strömungsgeschwindigkeit .	m/sec	0,42	0,11
Wassermenge	m ³ /sec	34,21	0,45

Wasser durchtränkte, unbetretbare Flächen sehen wir in grösserer Ausdehnung die Kohtla-Jöhvi-Platte umgeben, in Gestalt des Hiiesoo- und Pühajõe-Beckens.

Die Pflanzendecke.

Der grösste Teil der nordostestländischen Küstentafel ist von einer beständigen und dichten Pflanzendecke überzogen. Nur der schmale Strandstreifen (beim breiteren Strand dessen dem Meere zugekehrter Rand), die steilsten Stellen der Kliffwand und die Steilwände der Tafelstufen und der Talhänge entbehren einer Pflanzendecke. Die Felder auf den höheren und trockeneren Stellen der Tafelfläche haben eine zeitweilig fehlende Pflanzendecke. Die Dichte der ständigen Pflanzendecke kann in den verschiedenen Gegenden sehr verschieden sein. Am geringsten ist sie bei den undicht bewachsenen Sand- und Gerölltriften am Strande und an den sandigen Talmündungen, am grössten aber in den dichtbewachsenen, waldbedeckten Senken der Tafelfläche. Die Pflanzendecke schützt die Erdoberfläche hauptsächlich gegen die Tätigkeit des Windes und des oberflächlich abfliessenden Wassers, indem sie die Beweglichkeit des losen Bodenmaterials vermindert. Andererseits begünstigt sie die Neubildung desselben durch die Zersetzung und die stetige Vermischung des Materials.

Tiere und Menschen.

Die Tätigkeit von Tier und Mensch bleibt auch nicht ohne Einfluss auf die Oberflächengestaltung. Unter den Tieren kommen vor allem die Haustiere in Betracht. Sie vernichten auf der Weide die Pflanzendecke, zertreten die Erdoberfläche, und indem sie an den sanfter geböschten Stellen vom Kliff hinabgehen, zerstören sie auch dieses und begünstigen seine Ab-

tragung. Der Mensch übt durch den Ackerbau und die Bodenmelioration einen gestaltenden Einfluss auf die Tafelfläche aus. Die Böschungen verlieren dabei an Steilheit und die Unebenheiten werden ausgeglichen. Zugleich wird auch die Bildung und Entwicklung der Kerbtäler gefördert. Auch die Anlegung von Wegen, die dazu gebauten Brücken, Dämme und Einschnitte ändern etwas das Relief.

B. Das Zusammenwirken lokaler Kräfte innerhalb der Formengruppen.

1. Zurückschreitende Kliffküste (Arbeitskliffküste).

Dieser physiologische Komplex entspricht der morphographischen steilen Kliffküste mit dem schmalen Strandstreifen. Wie an einer Küste überhaupt, wirken hier die Land- und Meereskräfte zusammen. Beide sind von den lokalen Böschungswinkeln, der Exposition und dem Aufbau abhängig.

Die Kombination der Böschungswinkel ist im Bereich dieses ganzen Küstentypus eine einfache und gleichmässige (siehe Profil Fig. 3, III, S. 16). Die 40–55 m ü. d. M. gelegene Tafelfläche wird von einer 20–30 m hohen, vertikalen, im oberen Teil sogar überhängenden Steilwand begrenzt, an deren Fuss sich mit einem Böschungswinkel von 20–35° die unebene Schuttböschung hinzieht, die an der Meeresseite von einem schmalen Strandstreifen umsäumt wird. Die den Kliff durchschneidenden Kerbtäler haben gleichfalls steile Abhänge und ein starkes Gefälle. Überhaupt herrschen hier Steilwände und grosse Böschungswinkel vor. Der Meeresgrund besitzt wegen der mit der Strandlinie parallel verlaufenden Geröllwälle ein welliges Profil, senkt sich aber im allgemeinen verhältnismässig schnell, so dass er 1 km weit vom Strande schon eine Tiefe von ungefähr 10 m erreicht. Die Küste ist dem N zugekehrt und ist auf diese Weise in hohem Grade vor der Sonne geschützt, während der herrschende Wind längs der Küste von W nach E, oder etwas schräg von NW nach SE weht. Seltener, aber der Stärke nach um so wirkungsfähigere N- und NE-Winde und Schneestürme richten sich aber direkt gegen die Küste. Die Strandlinie verläuft gerade oder in äusserst sanften Bogen.

Für den Aufbau charakteristisch ist das Zerfallen des

Kliffs in verschiedenen widerstandsfähige, horizontale Stufen und deren Reihenfolge: zuunterst der plastische Ton, in dem Schlipfe und Abrutschungen leicht zustande kommen können, dann lockerer Sandstein und Schiefer von geringer Widerstandsfähigkeit, und als oberste Stufe harte und widerstandsfähige, aber stark zerklüftete, horizontal geschichtete Kalksteine. Von der Wasserdurchlässigkeit der verschiedenen Schichten ist die Lage der Grundwasserhorizonte und die Austrittsstellen des Grundwassers im Profil des Kliffs abhängig.

Nach dieser kurzen, allgemeinen Charakteristik der lokalen Besonderheiten der Objekte treten wir nun an die eingehendere Betrachtung der physiologischen Prozesse. Die die Küstenformen bildenden Flächen — der an das Kliff angrenzende Randteil der Tafelfläche, die Kliffwand, die Schuttböschung, der Strandstreifen und die Abhänge der Kerbtäler — unterliegen einer fortdauernden, allmählichen *Zerlockerung* und *Zersetzung* unter dem Einfluss der Insolation, der Luft und des Wassers. Infolge der nördlichen Exposition der Küste ist die Wirkung der Insolation weniger bedeutend. Die Verwitterung der das Kliff aufbauenden verschiedenen Gesteine tritt in verschiedener Weise zutage. Der an das Kliff angrenzende Randteil der als Schichtenfläche erscheinenden Tafelfläche ist von einer dichten Pflanzendecke überzogen. Aus diesem Grunde findet hier nur eine chemische Verwitterung statt, die durch die zersetzende Tätigkeit der Pflanzen noch gefördert wird. Wegen der Ebenheit und horizontalen Lage der Fläche bleibt alles verfeinerte und zersetzte Material ungestört liegen. Überall, wo der Tafelrand nicht mit mächtigerem Geröll und Sand bedeckt ist, ist der Kalksteingrund unter einer dünnen, einige dm betragenden Schicht von Verwitterungsschutt verborgen. Im Profil dieser Verwitterungsdecke können wir von unten nach oben verfolgen, wie der Untergrund sich allmählich in oberflächlich verwitterten lehmigen Steinschutt und zuletzt in humöse Erde verwandelt. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit bildet die Verwitterungsschicht an der Kliffwand keine ins Auge fallende Böschung, welche sie dank ihrem lockeren Gefüge eigentlich hätte bilden müssen. Bei den mächtigeren Geröll- und Sanddecken bildet sich aber am oberen Rande des Kliffs ein deutlicher Hang, dessen Böschungswinkel zwischen 20° und 40° schwankt. Dieses Geröll und der Sand besitzen gewöhnlich ein

vollständig loses Gefüge, und der Böschungswinkel, den sie der Schwerkraft zufolge angenommen haben, ist nur von den gegenseitigen Reibungs- und Druckverhältnissen der Teilchen abhängig.

Die die Tafelfläche abgrenzende, 20—30 m in die Tiefe reichende, steile Kliffwand steht meist entblösst da, weil das verwitterte und abgelöste Material nicht hier liegen bleibt, sondern ununterbrochen abrieselt. Die dickbankigen kompakten Kalksteine (Glaukonitkalk) unterliegen einer äusserst langsamen chemischen Verwitterung, indem sie nur ein wenig an Härte verlieren, dunkelgrau und an der Oberfläche rauh und uneben werden. Die Menge des von der Fläche abbröckelnden Materials ist eine minimale. Die meisten Kalksteinschichten verwittern aber viel schneller, da in der anfangs glatten und festen Fläche der Schichtenköpfe bald zahlreiche Risse und Sprünge entstehen, die den Stein schiefrig und locker machen. Dasselbe können wir in noch grösserem Massstab an den weichen, mergeligen Zwischenschichten beobachten. Der Spaltenfrost und der Wechsel in der Stärke der Besonnung spielen hierbei wahrscheinlich die Hauptrolle.

Die unter dem Kalkstein befindliche dünne Schicht tonigen Glaukonitsandes ist locker und von geringer Widerstandsfähigkeit. Aus diesem Grunde bildet sie in ihrem Ausstrich eine horizontale Einkerbung in der Kliffwand. Dazu trägt noch das Austreten des Grundwassers gerade an dieser tonigen Schicht bei. Wegen des fortwährenden Abgleitens unterliegt der Glaukonitsand an der Oberfläche keiner stärkeren chemischen Verwitterung, ausserdem besteht er aus einem sehr widerstandsfähigen Gemenge — Ton, sowie Quarz- und Glaukonitkörnchen.

Der unter dem Glaukonitsand liegende bituminöse Tonschiefer zerfällt sehr leicht unter dem Einfluss von Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen, aber dank der rechtwinkligen Absonderung behält er ziemlich gut seine vertikale, wenn auch zerklüftete und unebene Ausstrichsfläche in der Kliffwand. Meist ist der Tonschiefer an der Oberfläche von herabsinkendem, von Grundwasser durchtränktem Glaukonitsand bedeckt.

Im grösseren Teil der Küste reicht die Kliffwand nur bis zu den Schichten des Glaukonitsandes und Tonschiefers, während die liegenden Sandsteine und der Ton schon durch die Schuttböschung verdeckt werden. Stellenweise aber reicht die

Steilwand viel weiter in die Tiefe, am Obolussandstein und weissen Quarzsandstein vorbei bis zu grauem, dolomithaltigem Sandstein. Der Ausstrich dieser Schichten bildet eine mehr oder weniger ebene oder schwach wellige oder stufige Fläche, welche nicht immer vertikal, sondern nach unten stets mehr geneigt ist. Nur an den Stellen der weicheren Schichten — im unteren Teil des Obolensandsteins und beim Oboluskonglomerat — treten horizontale Einkerbungen auf. Reine Sandsteinschichten haben eine homogene, feinkörnige Struktur und leiden deshalb wenig unter der mechanischen Verwitterung. Tonige Zwischenschichten werden aber leicht schiefrig und locker und zerfallen schnell unter Mitwirkung des Grundwassers. Da sie jedoch keine bedeutende Mächtigkeit besitzen, verändert sich die Sandsteinfläche unter ihrem Einfluss kaum merkbar.

Infolge der eben geschilderten Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit und Verwitterungsart der einzelnen Schichten erhält die Kliffwand das Aussehen einer mit horizontalen Einschnitten und Stufen versehenen vertikalen oder steilgeböschten Fläche. Der herabrieselnde, feine Verwitterungsschutt wird durch die karniesartig vorspringenden Ränder der härteren Schichten aufgefangen, vermischt sich mit dem Verwitterungsmaterial der hangenden, weicheren Schicht und bildet so allmählich das Substrat für eine Pflanzendecke. So sehen wir auch gewöhnlich an der weichen, mergeligen Linsenschicht, die das Hangende des Glaukonitkalksteins bildet, einen grünen Saum niedriger Kräuter, seltener Stauden und kleiner Sträucher.

Die Pflanzendecke schützt ihrerseits den Verwitterungsschutt vor der Abtragung und begünstigt das Ansammeln desselben. Wenn solch ein Zusammenwirken längere Zeit ungestört andauern kann, dann wird die Kliffwand zuletzt fast ganz von einer Pflanzendecke überzogen sein und verwandelt sich zugleich aus einer vertikalen in eine mehr oder weniger geböschte. Nur hier und da tritt die nackte Kalksteinwand in Gestalt grauer Flecken unter der Pflanzendecke hervor.

An der Oberfläche der Schutthalden, die den unteren Teil des Kliffs verdecken, schreitet die Zerlockerung und Zersetzung des Schutts am schnellsten fort. Die Halden liegen stets im Schatten, die Luft ist hier kühl und feucht. Der Schutt wird durch das reichlich austretende, säurereiche Grundwasser fortwährend befeuchtet und durchtränkt. Die reinen Kalkteile

werden ausgelöst und fortgeführt, während das tonige Material liegen bleibt. Auf diese Weise wird allmählich ein nährstoffreiches und lockeres mergeliges Substrat für die Pflanzen vorbereitet. Dank des kräftigen Bodens und des günstigen Böschungswinkels herrschen hier auch die besten Bedingungen für das Gedeihen einer Pflanzendecke. Das verfeinerte Material sinkt allmählich durch die Zwischenräume in der Schutthalde tiefer ein und begünstigt seinerseits das Anwachsen der Sand- und Tonmassen, die am Grund der Schutthalden liegen. Die an der Oberfläche der Schutthalden herabrieselnden Grundwasserbäche führen aber andererseits die feine Tonsubstanz fort und hinterlassen unter dem gröberen, an der Oberfläche liegenden Schutt Gänge und Höhlungen, welche kleinere Verschiebungen und ein Zusammensinken des Materials verursachen. Von Zeit zu Zeit zerstören von der Kliffwand herabstürzende Kalksteinblöcke mit einem mächtigen Schlag diesen langsamen, regelmässigen Entwicklungsgang, indem sie den gröberen oberflächlichen Schutt tief in weichen Ton und Sand hineindrücken und die Oberfläche mit neuem Schutt decken.

Als Grundwasserhorizonte treten im Kliffprofil die undurchlässigen, tonigen und mergeligen Schichten auf. Die Haupthorizonte bilden die Oberfläche des blauen Tons und des tonigen Glaukonitsandes; weniger ergiebig sind die lehmigen und mergeligen Zwischenschichten der Sand- und Kalksteine. Die Kalksteine sind wohl an und für sich wasserundurchlässig, aber wegen der starken Zerklüftung treten sie als durchlässige Schichten auf. Direkt an den Tag tritt das Grundwasser nur aus den oben in der Kliffwand gelegenen Horizonten, während aus dem blauen Ton austretendes Wasser erst allmählich durch die den unteren Teil des Kliffs verdeckende Schuttböschung hindurchdringen muss, um sich schliesslich in Gestalt von kleinen Bächen ins Meer zu ergiessen. Der Glaukonitsand und der unter ihm liegende Tonschiefer sind vom Wasser durchtränkt, oder wenigstens feucht, selbst nach der anhaltendsten Dürre. Reichere Grundwasserquellen sieht man aber hier selten, wahrscheinlich nur im Zusammenhang mit grösseren Klüften im hangenden Kalkstein. Die auf dem wasserundurchlässigen blauen Ton liegenden Sandsteinschichten sind dagegen viel reicher an Wasser. Unten am Strandstreifen treffen wir fast alle hundert oder einige hundert m kleine Grundwasserbäche, die vorwie-

gend aus dem blauen Ton und den liegenden Sandsteinschichten austreten.

Die wasserführenden Schichten sind dem allgemeinen Fallen entsprechend nach S ein wenig geneigt und verhindern auf diese Weise das Austreten des Wassers. Aber die Neigung ist doch dermassen gering und der hydrostatische Druck des Wassers, das sich weiter im S am Fusse der Tafelstufen ansammelt, so gross, dass das Wasser an den Schichtenköpfen der Kliffwand ziemlich reichlich austritt.

Das Grundwasser wirkt vor allem direkt an seiner Austrittsstelle, indem es Höhlungen oder fortlaufende horizontale Einschnitte in der Kliffwand bildet, die die Abtragung des Kliffs befördern. Die Folgeerscheinungen der Wasserwirkung unterscheiden sich wesentlich voneinander, je nachdem das Wasser zwischen oder unter den Kalksteinschichten austritt oder aus dem Sandstein kommt. Innerhalb der Kalksteinstufen wird nur die wasserführende, weiche, tonige oder mergelhaltige Schicht selbst abgetragen, während der Kalkstein in Gestalt einer Dachtraufe über ihr hängen bleibt und schliesslich brechend herabfällt, besonders wenn in der Nähe Klüfte vorhanden sind, die diesen Teil der Schicht vom übrigen Untergrund trennen. Im Sandstein dagegen, besonders in dessen lockereren Schichten, bildet das Grundwasser an seiner Austrittsstelle eine kleine Höhle, während der aufliegende Sand allmählich, aber fortwährend ausgeschlemmt wird¹⁾. Bei wasserreicheren Quellen kann eine solche Höhle die Tiefe von 1 m und mehr erreichen (z. B. an dem vom Gute Saka nach dem Strande führenden Abstieg).

Das ans Tageslicht getretene Grundwasser wirkt als oberflächlich abfliessendes Wasser, dem Regenwasser gleichend. Das aus dem Glaukonitsand, vom oberen Teil der Kliffwand kommende Wasser befeuchtet und durchweicht ständig die liegenden Sandsteine, ja sogar die Schuttböschung, und bedeckt sie — besonders den Ausstrich des Tonschiefers — mit einer breiigen grünen Sand- und Tonmasse. Das aus dem weissen Quarzsandstein austretende Grundwasser enthält reichlich Eisen und überzieht beim Herabrieseln die Kliffwand mit einer dünnen, rotbraunen Rostschicht. Ein solcher bis auf die Tiefe von einem

1) Diese Erscheinung hat H. Mortensen eingehender beschrieben. (Die Morphologie der samländischen Steilküste, Hamburg 1921, S. 18).

m und mehr durchweichter, oberflächlicher Teil der Kliffwand kann sich leicht von seiner Stelle lösen und hinabrutschen, die hangenden Kalksteinschichten ihrer Stütze beraubend. Im Sommer des Jahres 1925 konnte man zwischen Valaste und Martsa sehen, wie der untere, aus Sandstein bestehende Teil der Kliffwand im Bereich von 50—60 m abgerutscht war, so dass sich zwischen dieser hinuntergeglittenen Masse und der neuen Steilwand eine ungefähr $\frac{1}{2}$ m breite Kluft gebildet hatte. Die ihrer Stütze beraubten Kalksteine waren in Riesenschollen abgestürzt und hatten den Fuss des Kliffs und den Strandstreifen mit frischem Schutt überdeckt.

Alles vom Kliff herabrieselnde Wasser gelangt schliesslich durch den porösen oberflächlichen Teil der Schuttböschung zu den an deren Grunde liegenden Ton- und Sandmassen, welche dadurch weich und fliessend werden. Die Hauptrolle spielt hier das aus dem blauen Ton kommende Wasser. Dem Druck der mächtigen Schuttanhäufung und seiner eigenen Schwere zufolge ist diese weiche und durchtränkte Masse bestrebt, einen möglichst kleinen Böschungswinkel anzunehmen und sich allmählich immer weiter vom Fuss des Kliffs auszubreiten. Wegen des steten Anwachsens der Schuttdecke und wegen der Abtragung des dem Meere zugekehrten Randes durch die Brandung kann die Schuttböschung nie ein dem Druck und der Schwerkraft entsprechendes stabiles Profil annehmen, sondern verschiebt sich ständig vom Fuss des Kliffs gegen das Meer.

Das Regenwasser hat als physiologischer Faktor eine viel geringere Bedeutung. Das auf die Tafelfläche fallende Wasser dringt in die Klüfte des Kalksteingrundes ein, oder fliesst dem allgemeinen Gefälle folgend von der Küste weg weiter ins Innere des Landes. Die Schuttböschung ist durch eine hohe und dichte Pflanzendecke geschützt, so dass das Regenwasser sie nur allmählich von den Bäumen und Sträuchern hinabtropfend erreicht. Dort vereinigt es sich mit dem zutage tretenden Grundwasser und wirkt in der vorher beschriebenen Weise. Eine gleiche Wirkung hat auch das hier und da direkt vom Tafelrand oder von der Kliffwand hinabrieselnde Regenwasser.

Im allgemeinen sind die Bedingungen für einen solchen Abfluss ungünstig. Die Tafelfläche wird von widerstandsfähigen, schwach nach S fallenden Kalksteinschichten gebildet. Das an der Oberfläche fliessende Wasser kann sich nicht selbständig

einen Weg zum Abfluss vom Kliff bahnen, sondern fliesst entweder nach S weiter in das Innere des Landes, oder weicht zur Seite ab, die niedrigeren, eingesenkten Stellen des Tafelrandes aufsuchend. Die das Kliff durchsetzenden, spärlich auftretenden Kerbtäler, durch die das Wasser zum Strande gelangt, nehmen aber meist ihren Anfang an den Mündungen der Gräben, die zur Drainage der eingesenkten, nassen Flächen der Tafel angelegt worden sind, wie z. B. der grösse Graben von Valaste, die Karjaoru-Schlucht bei Ontika, die Gräben in der Nähe des Gutes Saka usw. Die im Frühling vom Schmelzwasser gebildeten Kerbtäler sind dagegen viel seltener¹⁾. Sie treten nur da auf, wo der Kliffrand schon einigermaßen abgetragen worden und infolge dessen niedriger ist, und wo die niedrigeren, beckenförmigen Partien der Tafelfläche sich mehr dem Kliff nähern, wie z. B. westlich vom Dorf Martsa.

Das Wasser, welches auf die eine oder andere Weise den Tafelrand erreicht hat, findet hier einen hohen Steilhang vor sich, von dem es als hoher Wasserfall hinabstürzt, die Schuttböschung und den über diesem in der Kliffwand aufgeschlossenen Sandstein stark erodierend. Es bildet sich in der Schuttböschung bald eine Furche, in der Sandsteinwand aber eine höhlenförmige Vertiefung, welche durch das Einstürzen der hängenden Teile in die Höhe und Tiefe fortwährend wächst.

Schliesslich wird die Kliffwand bis zu den Kalksteinen unterhöhlt, welche ihrer Stütze beraubt in die Tiefe stürzen. An ihrer Stelle bildet sich eine von geradlinigen Diaklasen begrenzte, spitzwinklige Einbuchtung. Das ist der erste Anfang des sich allmählich weiter entwickelnden Kerbtales. Das Wasser setzt seine Tätigkeit fort, besonders im Frühling zur Zeit der Schneeschmelze. Gleichzeitig mit dem Zurücktreten der Kerbmündung zerfällt auch der Kliffrand, der an den beiden Seiten derselben hervorragte, und als Resultat erhalten wir eine Zirkusschlucht. Der obere, aus Kalkstein bestehende Teil der Wände weist meist Stufen auf, die durch den Unterschied in dem Widerstand der einzelnen Schichten bedingt sind.

Allmählich von der Klifflinie landwärts zurückschreitend,

1) Fr. Schmidt sah dagegen in jener Tatsache die Hauptursache für die Bildung aller nordestländischen Küstentäler. („Über die Bildung und Entwicklung von Flussläufen in Estland“ (russ.). Arb. des Naturforsch.-Vereins zu St. Petersburg, X, 4, 1879, S. 30—36).

bildet die Schlucht ein enges, steilhängiges Kerbtal, dessen Schluss lange die Gestalt eines hohen, steilwandigen Zirkus behält. Das sehen wir am auffallendsten an der Uku-Schlucht bei Päite, die sich jetzt schon 200 m lang in das Kliff eingeschnitten hat, aber ungeachtet dessen mit einem steilen, bis 15 m hohen Zirkusschluss endet. Der Grund dafür ist der, dass die unten liegenden Sandsteine schneller abgetragen werden als die hangenden Kalksteine, und dass die letzteren ihrerseits beim Abbrechen immer eine senkrechte Fläche bilden.

Der Talgrund ist mit grobem Kalk- und Sandsteinschutt und mit von der Tafelfläche heruntergestürzten Wanderblöcken bedeckt, die die schwache Strömung nicht wegzuführen vermag. Allmählich zunehmend, kann dieser Schutt schliesslich das ganze Tal verschütten und auf diese Weise zur Ebnung seines Längsprofils beitragen. Dem entgegen wirken hier aber dieselben Kräfte wie bei der Schuttböschung des Kliffs, und zwar das Abrutschen des auf dem Talgrund anstehenden Tons, das durch das Grundwasser und die Brandung noch gefördert wird.

Infolge des gemeinsamen Einwirkens der beschriebenen Kräfte verwittert und zerfällt die Kliffwand ständig, die Schuttböschung wächst immer höher an und wird zugleich breiter und flacher, die Kerbtäler füllen sich mit grobem Schutt, und das Kliff würde schliesslich eine stabile, sanftgeböschte Gestalt annehmen, wenn die Abrasion nicht immerfort das Gleichgewicht störte, das abtragend und wegführend, was sich bei der Verwitterung und durch das Wasser angehäuft hat. Die Tiefe des Meeres nimmt dermassen rasch zu, dass die Zone der sog. Schorren fehlt, und die Wellen sich direkt am Strande brechen. Dadurch wird die Wirkung der Brandung beträchtlich verstärkt. Bei stärkerem Wind vermögen die Wellen 10 bis 20 cm grosses Geröll auf den Strand zu werfen. Das vom Strande zurückströmende Wasser führt nur feineres Material mit sich, und so werden am Strande allmählich hohe Schotterwälle angehäuft. Eine Vorbedingung für die Bildung eines Strandwalls ist die, dass der meerwärts gelegene Rand der Schuttböschung verhältnismässig niedrig und flach ist. Anderenfalls äussert sich die Tätigkeit der Brandung vor allem in der Abtragung des dem Meere zugekehrten Randes der Schuttböschung. Hier bildet sich eine deutlich eingeschnittene, stellenweise bis 5 m hohe Stufe — das sekundäre Kliff, das als Spur der stärkeren Herbststürme dasteht.

Die Bildung der erwähnten Stufe stört das Gleichgewicht der vom Wasser durchweichten Schuttböschung, und diese beginnt sich langsam nach dem Meere hin zu senken, wo ihr Fuss aber wieder der Abrasion zum Opfer fällt. Die Schuttböschung erhält auf diese Weise nie eine stabile Gestalt und kann auch nicht in die Höhe wachsen, weshalb auch die Kliffwand immer weiter zerfällt und rückwärtsschreitet. Das vom Fuss der Schuttböschung weggeführte Material wird von den Wellen bearbeitet, Ton und Sand setzen sich weiter vom Strande auf dem Meeresgrund ab, der Kalksteinschutt bleibt näher liegen, zerfällt hier in kleinere Stücke und wird von den Wellen abgerundet und teils an den Strand zurückgeworfen. Da die Kalksteine nur einen geringen Teil des Kliffprofils und zugleich auch der Schuttböschung ausmachen, so schreitet die Zuschüttung des Küstenmeeres mit Kalksteingeröll, welches die Schuttböschung des Kliffs vor der Abtragung schützen würde, sehr langsam fort.

Andererseits ist auch das allgemeine negative Ergebnis der Niveauschwankungen gleich Null oder allenfalls äusserst unbedeutend.

Im Winter bedeckt sich das Küstenmeer NE-Estlands im Mittel auf $3\frac{1}{2}$ Monate mit Eis. Die Schneedecke auf der Küste und auf der Tafelfläche hält noch länger an (4—5 Monate). Besonders lange bleibt der Schnee am Fuss der nach N gekehrten Kliffwand liegen. An vereinzelt kleinen Flecken kann man Schnee und Eis hier noch bis Ende Juni vorfinden. Im Laufe des Winters stellen die Brandung und zum grössten Teil auch das oberflächlich abfliessende Wasser ihre Tätigkeit ein. An ihre Stelle treten als neue Faktoren die Eispressungen, die gegen die Küste gerichtet sind und abtragend wie auch aufschüttend wirken, die mechanische Verwitterung durch Frost und die erodierende Tätigkeit des Schmelzwassers. Die Wirkung dieser Faktoren wird noch durch die stetige Schwankung der Witterung, durch wiederholten Übergang von warmem zu kaltem Wetter und umgekehrt, gesteigert. Dabei ändert die Eisdecke des Meeres ihr Volumen und setzt sich in Bewegung. Oberflächliches wie auch Grundwasser gefriert bald, bald taut es wieder auf, und der Schnee schmilzt und gefriert wieder. Der gegen die Küste gerichtete Druck des Meereseises vermag grosse Blöcke von ihrer Stelle zu schieben, sie an den Strand zu treiben, oder sogar auf den Strand hinaufzuheben. Die ausgedehnten, dichten Block-

anhäufungen am Strande haben sich gerade auf diese Weise dort gebildet, wo im verhältnismässig flachen Küstenmeer reichlich Wanderblöcke liegen. Das Grundeis, das sich am Meeresboden an den tieferen Stellen bildet, hebt beim Auftrieb Blöcke und Geröll mit sich auf und trägt sie hinüber an den Strand oder in die flachere Küstenzone. So wird hier der Vorrat an Blöcken und Geröll ständig ergänzt¹⁾.

Der Eisrand schiebt am Strande bis mehrere m hohe Geröllwälle auf, die sich durch ihr steileres unsymmetrisches Profil von den gewöhnlichen, durch die Wellen aufgeworfenen unterscheiden. Im Laufe des Sommers verschwindet jedoch dieser charakteristische Zug und die Brandung formt sie zu gewöhnlichen Strandwällen. Die vom Wasser durchtränkte Schuttböschung und die wasserführenden Schichten der Kliffwand vereisen, werden locker und zerklüftet. Beim Tauwetter trägt das Schmelzwasser dieses freigewordene Material leicht mit sich. Ob die Bildung von Grundeis und das oberflächliche Schmelzen auch die Schlipfe und Rutschungen der tonigen Schuttböschung zur Folge haben, kann man nicht mit Sicherheit feststellen, da es unmöglich ist, diese von den gewöhnlichen im Frühling und Sommer stattfindenden Rutschungen des tonigen Grundes zu unterscheiden.

Neben allem vorher Behandelten ist der Einfluss von Mensch und Tier auf die Küste von recht geringer Bedeutung. Vor allem ist hier die schnelle Abtragung und die Bildung von Kerbtälern in den Mündungen von Gräben, die zum Rand des Kliffs gezogen worden sind, zu nennen. Zum Verkehr mit dem unten gelegenen Strand sind an geeigneten Stellen Abstiege in Gestalt von Treppen oder von einfachen Fussstegen hergestellt worden. Die letzteren tragen, wenn auch in geringem Grade, zur Zerstörung des Kliffs bei, insbesondere diejenigen, längs welchen die Herden hinabziehen, um auf den stellenweise mit dichterem Gras bedeckten Schuttböschungen zu weiden. Für künstlichen Küstenschutz sind bisher keine Massnahmen getroffen worden, obwohl der Rückgang des Kliffs jedes Jahr beträchtliche Stücke schönen Ackerlandes von der oberen Tafelfläche abreisst.

Die Folge des gemeinsamen Einwirkens aller physiologi-

1) Diesen Vorgang hat W a n g e n h e i m v. Q u a l e n (Bull. Soc. nat. Moscou, 1852, S. 227) eingehender beschrieben.

schen Faktoren ist ein langsames Zurücktreten des Kliffs, während das Profil immer steil und in seinen Grundzügen unverändert bleibt. Die Ursache dafür ist der eigenartige Aufbau des Kliffs — unten plastischer Ton sowie weiche Sandsteine und Schiefer, oben von Vertikalklüften durchsetzte, harte Kalksteine — und das beständige Sinken und Rutschen der von herabfliessendem, oberflächlichem Wasser und austretendem Grundwasser durchtränkten, tonigen und sandigen Schuttböschung, was von der Abrasion noch gefördert wird.

2. Ruhekliffküste.

Dieser physiologische Komplex entspricht morphographisch der Kliffküste mit gleichmässig geböschtem, flachem Kliff und breitem Strand, und umfasst den östlichen Teil der nordostländischen Küste von Türsamäe bis Meriküla. Während der Aufbau der Formen hier im allgemeinen derselbe ist wie bei der vorher behandelten Arbeitskliffküste, wird der Unterschied in den physiologischen Vorgängen vor allen Dingen durch die Verschiedenheit der Böschungswinkel und der Gruppierung der Formen bedingt. Dennoch ist auch im Aufbau ein in Betracht zu ziehender Unterschied vorhanden. Der blaue Ton, der in der vorhergehenden Formengruppe einen wesentlichen Anteil an dem Aufbau des Kliffs hat, indem er eine Höhe bis zu 18 m ü. d. M. erreicht, erscheint in der jetzt zu behandelnden Formengruppe nur in einer Mächtigkeit von 4—5 m ü. d. M. und erreicht den Meeresspiegel im östlichen Teil des Gebietes überhaupt nicht mehr.

Der Kliffhang, die flache Schuttböschung und der breite, ebene, schwachwellige Strand werden fast durchweg von einer dichten Pflanzendecke überzogen. Aus diesem Grunde kommt der mechanischen Verwitterung eine geringe Bedeutung zu. An den als kleinere Flecken hier und da auftretenden Entblössungen der Kliffwand können wir die gleichen Verwitterungserscheinungen wahrnehmen, wie an den mehr geschützten Stellen des Arbeitskliffs. Die widerstandsfähigeren Schichten überziehen sich mit einer gelblichgrauen Verwitterungsrinde, und die Verwitterung setzt sich nur äusserst langsam nach Innen fort. Die weicheren Kalkstein- und mergelhaltigen Schichten werden in der Nähe der Oberfläche locker und schiefrig. Der abgelöste feine Schutt

rieselt ab und lässt kleine Höhlungen und Vertiefungen zurück. An den Rändern der vorspringenden härteren Schichten häuft sich der feine Schutt an. Das Hinabgleiten grösserer Kalksteinschollen ist äusserst selten.

Die unter der Pflanzendecke befindlichen Flächen sind mit einer dicken Verwitterungsschicht bedeckt, innerhalb welcher nur eine langsame Verfeinerung und Vermischung der Teilchen vor sich geht.

Die Zirkulation und der Austritt des Grundwassers sind lange nicht so rege wie im Arbeitskiff, weil der Abfluss des Wassers an der Oberfläche hier durch die günstigere Neigung der Tafelfläche und ein dichteres System von Tälern gefördert wird. Dennoch treten hier und da bei den wasserführenden Schichten im Kliffhang Quellen auf, welche den Hang, die am Fuss desselben gelegene Schuttböschung und den Strandstreifen feucht halten. Die Menge des Wassers ist dennoch so gering, dass sie die Bäche nicht dauernd zu speisen vermag, was wir hingegen beim Arbeitskiff sehen können. Die erodierende Tätigkeit des Grundwassers ist aus diesem Grunde auch ziemlich unbedeutend. Die Grundwasserhorizonte liegen hier auf einem viel niedrigeren Niveau (dasjenige des Dictyonema-Schiefers ungefähr 10 m ü. d. M.) und das Wasser durchweicht vor allen Dingen die Schuttböschung des Kliffs. Diese Böschung besteht hauptsächlich aus Kalkstein- und Sandsteinschutt, zeigt auch keine bedeutendere Neigung zum Schlipfen und Abrutschen. Von der Brandung durch den breiten Strand geschützt, so dass die Wellen sie nicht erreichen, hat sie ausserdem einen normalen und stabilen Böschungswinkel erlangt.

Das Kliff wird von grösseren und kleineren Kerbtälern reichlich zergliedert, längs welchen das Oberflächenwasser von der Tafelfläche zum Strande hinabgelangt. In die Schuttböschung und in den sandigen Strandstreifen hat es tiefe, sich schlängelnde Furchen erodiert. Stärkere Stürme schütten zuweilen die Mündung der Bäche mit Geröll und Sand zu, und die gestauten Gewässer breiten sich in Gestalt von Lagunen zwischen den Strandwällen und Dünen aus. Dieser Zustand ist aber gewöhnlich nur von kurzer Dauer.

Die Wirkung der Brandung beschränkt sich auf einen 2—10 m breiten, dem Meere zugekehrten Strandsaum, der vom übrigen Strand durch eine $\frac{1}{2}$ —1 m hohe Stufe getrennt

ist. Die Formen sind hier dieselben wie gewöhnlich an der Flachküste: eine breite Schorre und eine Reihe unter Wasser liegender, sanft ansteigender Wälle. Die erwähnte Stufe ist von den starken Herbststürmen und vom winterlichen Meereseis gebildet worden.

Bei den Vorsprüngen des Strandes ziehen sich flache Sandbänke ins Meer hinaus, auf ihnen liegen Blockanhäufungen, die durch den Druck des Eises allmählich dem Strande zugeschoben werden, wo sie auf den Strandvorsprüngen einen Blockstrand bilden. Massgebend sind hier gerade die Flachheit des Meeres und ein in das Meer hineinragender Strandvorsprung.

Am breiten, offenen Strand ist die Wirkung des Windes gross und äussert sich an Stellen sandigen Aufbaus als Dünenbildung. Grössere, ins Auge fallende Dünen sind nur im östlichen Teil des Gebietes vorhanden, dort wo die Sandzone des Strandes breiter und mächtiger ist, wie bei Pimestiku und Mammusaare. Die Dünen sind zum Teil mit Bäumen und Sträuchern bewachsen, zum Teil aber nur von einer undichten Pflanzendecke überzogen und wandernd. Im W des Gebiets ist die Menge des Sandes gering, und der Wind war nur imstande auf dem Geröllstrand eine dünne Sandschicht aufzuwehen. Die Dünen hindern die Drainage des Strandes, indem sie die Bäche in ihrem Lauf aufhalten und hinter sich kleine nasse Senken bilden. Das Wasser schafft sich schliesslich einen Durchgang in Gestalt eines schmalen Durchbruches.

Der Sandreichtum am Strande und im Meer, der das Küstenmeer seicht macht und die Schuttböschung vor der Brandung schützt, steht nicht im Zusammenhang mit den lokalen physiologischen Vorgängen, sondern ist eine Folge der ergiebigen Sandzufuhr des Narva-Flusses.

Die Bedeutung der Pflanzendecke ist schon im Zusammenhang mit den Verwitterungserscheinungen erwähnt worden. Durch das Anlegen von Gräben fördert der Mensch den Abfluss des Wassers vom Kliff und damit auch die Entwicklung der Kerbtäler. Durch die Wege und die hinabführenden Fussstege zerstört er das Kliff und vermindert seine Böschung. Zum Schutz des Kliffs gegen die Abrasion ist bei Utria am Fusse desselben eine einige m hohe und $\frac{1}{2}$ km lange Mauer errichtet worden. Da man sie aber in der letzten Zeit vernachlässigt hat, so ist sie zerfallen, und die Blöcke liegen auf dem Strande

zerstreut, zum Teil von den unbehindert hinabgleitenden Tonmassen bedeckt.

Das Ergebnis aller hier behandelten Vorgänge äussert sich an der Küste folgendermassen. Am Fuss des Kliffs dehnt sich ein breiter, aus Sand oder Geröll bestehender Strand aus, der sich infolge der reichlichen Sandzufuhr des Narva-Flusses gebildet hat, da Wind und Wellen den Sand aus der Mündung des Flusses längs der Küste weiter tragen. Das Kliff und die Schuttböschung sind aus diesem Grunde gegen die Abrasion geschützt und haben durch die Wirkung der subaërlen abtragenden Kräfte ein sanft geböschtes, ausgeglichenes Profil erhalten, sich zugleich mit einer dichten Vegetation überziehend. Abtragend wirkt auf das Kliff nur das fliessende Wasser, durch die Bildung und Entwicklung der Kerbtäler. Am offenen Strand ist der Wind tätig — er bedeckt den Strand mit Sand, den er von dem entblösten, dem Meere zugekehrten Rand fortträgt, und schüttet Dünen auf.

3. Talmündungen.

In den Talmündungen vereinigen sich die vorher besprochenen, litoralen Kraftwirkungen mit der erodierenden Tätigkeit des Flusses. Der Rand der Küstentafel senkt sich in zwei Stufen zum Meere; die oberste Stufe ist aus Kalksteinen aufgebaut und begrenzt die die Talmündung umgebende Stufenfläche im S; die untere Stufe besteht aus Sandstein und Ton und bildet das Küstenkliff.

Das Kliff ist durch einen breiteren, vom Fluss aufgeschütteten, sandigen Strand geschützt, weist einen Böschungswinkel von 20—35° auf und ist mit einer Pflanzendecke überzogen. Am oberen Teil des Kliffhangs sieht man stellenweise entblöste Sandsteinwände, da wo der weisse Quarzsandstein eine Neigung zur vertikalen Zerklüftung zeigt. Hier kann man auch unbedeutende Verwitterungserscheinungen beobachten. Von der Oberfläche des Sandsteins lösen sich bei abwechselndem Feuchtwerden und Austrocknen kleine Splitter oder loser Sand ab. Zugleich erweitern sich allmählich die den Sandstein durchsetzenden Klüfte, bis schliesslich ein grösserer Block sich vollständig ablöst, hinabstürzt und am Fusse des Kliffs zu kleineren Stücken oder zu losem Sande zerfällt. Die Schuttböschung des Kliffs besteht in

ihrem obersten Teil gerade aus solchem zerfallenem Schutt, während die untere Masse von blauem Ton gebildet wird. An der Oberfläche befindet sich eine dicke zersetzte Schicht, die von einer Pflanzendecke überzogen ist. Vor der Schuttböschung dehnt sich ein bis 300 m breiter Strand aus, der in der Nähe des Kliffs aus grobem, ausgewaschenem Kalkgeröll besteht, der dem Meere zugekehrte Rand des Strandes ist aber meist sandig. Am Strandstreifen können wir stellenweise beobachten, wie die Zersetzung des bodendeckenden Materials und die Dichte der Pflanzendecke von der Strandlinie nach dem Kliff zu allmählich zunimmt. Meist ist aber der unter einer Pflanzendecke liegende und von einer Verwitterungsschicht überzogene Strandteil von dem am Meere liegenden entblösten Streifen durch eine deutliche, kleine Stufe getrennt.

In der Talmündung von Purtse erhebt sich auf der Stufenfläche ein Grossrücken, der sog. Hiimägi, dessen Nordende vom Kliff abgeschnitten wird. Da auf dem Scheitel des Hiimägi als Erosionsreste die Kalksteine und Tonschiefer auftreten, die an anderen Stellen der Talmündung am Kliff abgetragen sind, hat sich beim Hiimägi ein Küstentypus ausgebildet, dessen physiologische Vorgänge vollständig denjenigen der Arbeitsklyffküste ähnlich sind, und mit der Physiologie der übrigen Teile der Talmündung nicht harmonieren.

Von den beiden wichtigsten grundwasserführenden Schichten der Küste findet in den Talmündungen die obere ihren Ausstrich in der die Stufenfläche umgebenden Tafelstufe, die untere Schicht aber im Küstenkliff. Beide sind wasserreich, und aus ihnen tritt eine Reihe von Quellen aus. Die Wirkung der letzteren betrachten wir gemeinsam mit derjenigen des oberflächlich abfließenden Wassers.

Die Hauptbedeutung in der physiologischen Kraftwirkung der Talmündungen kommt dem oberflächlich abfließenden Wasser zu. Der als Hauptstelle dieser Wirkung erscheinende Fluss erhält sein Wasser von weiteren Gebieten der Tafelfläche, die sich nicht mehr im Bereich der eben zu betrachtenden Formengruppe befinden. Hierher gehört nur der wasserreiche Unterlauf des Flusses, der auch aus der Tafelstufe und von der Stufenfläche kommendes Wasser aufnimmt. Die Stufenfläche ist im allgemeinen nach dem Meere und nach dem Fluss hin geneigt, wodurch ein Abfluss in dieser Richtung

begünstigt wird. Das Wasser stammt zum Teil von Niederschlägen, hauptsächlich aber von Quellen, die in der Tafelstufe entspringen. Die Erosion wird dadurch gefördert, dass die Stufenfläche aus wenig widerstandsfähigen Sand- und Sandsteinschichten aufgebaut ist. Das Flusstal hat sich in diese Fläche bis zu einer Tiefe von 20—30 m eingeschnitten und wird abwechselnd von steilen, entblössten Prallhängen und sanfter ansteigenden, meist mit einer Pflanzendecke überzogenen Gleithängen begleitet. An den Prallhängen rieselt das lockere, aus Sand oder Geröll bestehende Material beständig ab, und das Gehänge erhält — der Gröbe des Materials entsprechend — einen grösseren oder kleineren Böschungswinkel. Der Fluss trägt das abgebröckelte Material weiter fort und verhindert so die Bildung mächtigerer Schuttböschungen, die die Hänge vor weiterer Erosion schützen würden. Am Mündungsteil des Tales bestehen die Abhänge unten aus blauem Ton. Ausser dem ständigen Abbröckeln und Abrieseln kommen hier akute Rutschungen von grösseren Massen zustande, besonders im Frühling, wenn das Wasser hoch steht und die Abhänge vom Schmelzwasser durchweicht sind. Zuweilen folgt der ersten Rutschung eine zweite, dritte usw., und es bildet sich ein unregelmässig abgestuftes Gehänge. Die abgerutschten Massen schütten das Flussbett zu oder engen es ein, das Wasser steigt und der Fluss beschleunigt an dieser Stelle seinen Lauf, solange bis alles im Wege liegende Material weggeführt ist. Solche Rutschungen sind vor allem in kleineren Tälern, wie in denen des Pühajögi und der Voka, zu beobachten, da diese Täler schmaler sind und in geringerem Masse mit alten Flussablagerungen ausgefüllt sind, so dass der blaue Ton in weiterem Umfang blossliegt.

Das Flussbett ist mit grossen Wanderblöcken und grobem Kalkgeröll gefüllt; diese stammen vorwiegend aus dem Mittellauf des Flusses, wo die Gehänge aus Kalkstein bestehen. Wegen des starken Gefälles und des unebenen Bettes erhält der Flusslauf die Gestalt einer unruhigen Schnelle. Nur der Mündungsteil ist tiefer und die Strömung dort ruhiger. Im Frühling, zur Zeit des Hochwassers, werden grosse Mengen von Schotter den Fluss hinabgeführt, die die Talsohle zuschütten und im Sommer über dem Flusspiegel in Gestalt langer, flacher Inseln zum Vorschein kommende Schotterbänke bilden.

In der Flussmündung kämpft die anschwellende Tätigkeit

des Flusses mit der am Strande wirkenden Brandung. Das Ergebnis dieses Gegenwirkens ist die Bildung eines Deltas. Der über das Wasser ragende Teil desselben stellt eine unregelmässige Anhäufung von Sand- und Geröllwällen und Bänken dar, welche sich zu beiden Seiten der Flussmündung gruppieren. Wegen der vorherrschenden westlichen und nordwestlichen Richtung der Winde und der Brandung ist der westliche Teil des Deltas mächtiger und besser ausgebildet und drängt die Flussmündung weiter nach E. Je kleiner und schwächer der Fluss ist, desto länger sieht man ihn, von den westlichen Deltawällen eingedämmt, der Strandlinie entlang laufen, bis er schliesslich an einer niedrigeren Stelle den Eintritt ins Meer findet (vgl. Fig. 4, 5, 6 u. Abb. 14).

Die kleinen, von der Tafelstufe und von der Stufenfläche kommenden Nebentäler beginnen mit schmalen, in den sandigen Boden eingeschnittenen Rinnen. Diese vertiefen sich aber rasch, sowie sie dem Fluss oder Meere näher kommen, und durchsetzen schliesslich das Kliff oder die Gehänge des Haupttals als enge, klammartige Kerbtäler. In der Mündung der in das Kliff eingeschnittenen Täler haben sich meist regelmässige Schwemmkegel ausgebildet, während die Erosion des Flusses ein Entstehen derselben an den Talhängen verhindert. Die Entwicklung der Kerbtäler fördern nicht nur die längs denselben fliessenden Bäche, sondern auch grössere Regengüsse und das Schmelzwasser im Frühling.

Die Stufenfläche besteht an der Oberfläche freilich aus losem Sand, ist aber mit einer dichten Pflanzendecke überzogen. Dadurch ist dem Wind die Wirkungsmöglichkeit genommen, die auch noch durch die reichliche Befeuchtung der Stufenfläche geschwächt wird. Nur unten am Strandstreifen, an Stellen, die eine mangelhafte Pflanzendecke besitzen oder vollständig bloss liegen, findet man vom Winde aufgeschüttete, flache Dünen.

Kurz zusammengefasst, zeigt sich an den Talmündungen folgendes Zusammenwirken physiologischer Kräfte. Bei den Talmündungen ist der obere, aus Kalkstein bestehende Teil des Tafelrandes abgetragen worden (der Hiimägi von Purtse bildet eine Ausnahme, indem er einen Erosionsrest darstellt). Dadurch ist der unter dem Kalkstein liegende, weniger widerstandsfähige Sandstein blossgelegt worden. Die aus Sandstein bestehende Stufenfläche und das Küstenkliff werden durch die Erosion des

fließenden Wassers, in Gestalt des Flusses und seiner Nebenbäche, stark angegriffen. Diese Bäche werden hauptsächlich von den Quellen gespeist, welche an der die Stufenfläche umgebenden Tafelstufe austreten. Das Kliff ist vor der Abrasion durch die reichliche Schuttfuhr des Flusses geschützt und hat eine Ruheform angenommen. Es wird nur durch die Erosion des oberflächlich abfließenden Wassers allmählich zerstört. Am sandigen Strand kann man eine schwache Wirkung des Windes wahrnehmen.

4. Tafelflachland.

Da das Tafelflachland ein äusserst flaches Relief und einen homogenen, harten Kalksteinuntergrund besitzt, ist hier die Wirksamkeit der Kräfte bloss eine schwache und langsame, und das Ergebnis derselben kaum wahrnehmbar. Es fehlt hier die Erosion des fließenden Wassers und die die Bodenversetzungen fördernden grossen Böschungswinkel, ebenso die grösseren blossliegenden Flächen, welche den Angriff des Windes ermöglichen könnten usw.

Das an den ebenen und schwach geneigten Flächen allmählich sich ansammelnde Verwitterungsmaterial bleibt an Ort und Stelle liegen und bildet den Verwitterungsboden. Auf dem direkt an der Erdoberfläche anstehenden Kalkstein hat sich ein bräunlichgrauer, steinreicher, lehmiger Skelettboden gebildet, dessen Mächtigkeit sehr gering ist, 30—50 cm. Für die Moränengebiete ist ein harter, lehmiger, dunkelgrauer Boden charakteristisch. Der weite Flächen einnehmende Sand und die vom Wasser bearbeitete, sandige Moräne weisen schwach entwickelte, undeutliche Podsolböden auf. Geringe Bodenversetzungen kommen nur an Stellen mit grösseren Böschungswinkeln vor, so an den Tafelstufen, den Abhängen mancher steileren Erhebungen usw. Aber auch hier kommen sie erst unter Beihilfe des oberflächlichen und Grundwassers zustande, wovon später die Rede sein wird.

Die den Untergrund des Flachlandes bildenden Kalksteine sind wohl an und für sich undurchlässig, aber das sie durchdringende dichte Netz von Vertikalklüften macht sie bis zu einem gewissen Grade durchlässig. Undurchlässige Schichten sind die Tone und Tonschiefer, die unter den Kalksteinen liegen,

am Nordrande der Tafel in einer Tiefe von 10—15 m. Die Schichten zeigen ein allgemeines schwaches Fallen nach S, wodurch der Austritt des Grundwassers am Kliff verhindert, und das Ansammeln des Wassers an niedrigeren eingesenkten Teilen der Tafelfläche begünstigt wird. Dennoch ist das Fallen der Schichten ein so geringes und der Zudrang des Wassers so gross, dass auch am Kliff reichlich Quellen vorhanden sind. Dasselbe gilt auch für die nach N gerichteten Tafelstufen, wo die undurchlässigen Schichten ihren Ausstrich finden. Die auf einem höheren Niveau liegende Tafelstufe zwischen Järve und Jöhvi besteht nur aus durchlässigen Kalksteinen und ist deshalb auch wasserarm.

Bei den Austrittsstellen des Grundwassers aus den Tafelstufen ist der Boden durchweicht und rückt langsam abwärts, kleine Vertiefungen hinterlassend. Das ausdringende Wasser führt das feinere Material mit sich fort und setzt es als dünne Schicht am Fuss der Stufe ab. Die wasserreicheren Bäche breiten das feine Material noch über weitere Flächen aus. Die so entstandene kleine Vertiefung vergrössert an dieser Stelle den Böschungswinkel des Hanges und begünstigt das Abgleiten des losen Bodens. Die Vertiefung füllt sich teilweise an, wird wieder von neuem ausgewaschen, und so wandert der lose Verwitterungsstoff ständig längs der sanft ansteigenden Abhänge hinab, deren Böschungswinkel verringernd und deren Fuss zuschüttend.

Das oberflächlich abfliessende Wasser. Das allgemeine Fallen der Schichten und damit auch der Tafelfläche nach S verhindert auch den Abfluss des Oberflächenwassers vom Nordrande der Tafel zum Strande. Aus diesem Grunde verlaufen die kleineren Flüsse und Bäche der Tafelfläche im allgemeinen parallel mit den Tafelstufen von W nach E oder mit einer geringen Ablenkung nach SW und SE (die Bäche von Koljala, Varja und Mägara, der Oberlauf des Pühajögi). Diese kleinen Wasserläufe vereinigen sich an den niedrigeren, eingesenkten Stellen der Tafelfläche zu Flüssen, welche durch die gegen das Meer geöffnete Mündung der Einsenkungen ins Meer abfliessen. In die Flüsse ergiesst sich nicht allein das auf der Tafelfläche sich ansammelnde Wasser, sondern sie werden auch von einem weiter im S ausserhalb des Bereichs der Küstentafel liegenden Sammelgebiet gespeist.

Das Gefälle der Flüsse im Bereich des Tafelflachlandes ist im allgemeinen ein sehr geringes, wie man aus folgenden Angaben ersieht:

	Länge des Flusses im Bereich des Ta- felflachlandes km	Allgemeines Gefälle m	Mittleres Gefälle m/km
Koljala-Erra	23,7	22	0,93
Uuemõisa-Fluss . . .	6,4	5,3	0,83
Purtse-Fluss	13,1	17	1,30
Varja-Bach	4,3	8,5	1,98
Roodu-Bach \	31,9	33	1,03
Pühajõgi	25,2	34	1,35
Mägara-Bach	13,0	12,8	0,99
Kose-Bach	10,5	20	1,90
Sõtke-Fluss	5,8	8,5	1,46

Kleinere Bäche, wie Koljala, Roodu, Mägara und der Oberlauf des Pühajõgi, fließen träge und stark mäandrierend in den niedrigen, flachen Muldentälern. Wo der Kalksteingrund der Oberfläche nahe liegt, ist das Flussbett sehr flach (die Tiefe kann nur einige dm betragen). An den niedrigen, kaum 1 m über die Wasseroberfläche sich erhebenden, sanft ansteigenden Ufern treten die verwitterten Kalkfliesen zutage. Einen solchen Typus repräsentieren die Bäche Koljala und Mägara, bei den gleichnamigen Dörfern, und der Kose-Bach beim Gut Kose. In sandigem oder Torfboden ist das Flussbett tiefer (0,5—2 m) und hat einen schlammigen Grund. Die Ufer sind, wenn auch niedrig, so doch steil, stellenweise sogar überhängend. In der Nähe des Wasserspiegels wird das Ufer ausgehöhlt, während der obere, vom Geflecht der Gräser zusammengehaltene Teil über dem Wasser hängen bleibt, bis er schliesslich auch ins Wasser sinkt und allmählich weggespült wird. Dann beginnt der gleiche Erosionsvorgang von neuem. Diesen Typus stellen der sich in der Mitte des Hiie-Morast schlängelnde Roodu-Bach und der Oberlauf des Pühajõgi dar.

In den beiden angeführten Fällen schreitet vor allem die Seitenerosion fort. Durch die Schlingenbildung der Bäche wird die Erdoberfläche allmählich geebnet und abgetragen, und es bilden sich schliesslich breite, äusserst flache Sohlentäler mit sanft ansteigenden Hängen. Ein solches sehen wir besonders

deutlich am Pühajögi neben der Landstrasse zwischen Jöhvi und Voka ausgebildet.

Rascher und intensiver arbeitet die Erosion in den Tälern grösserer Flüsse. Das Gefälle der Flüsse, von dem wir oben berichteten, ist nicht für den ganzen Verlauf derselben gleich, sondern es ist kleiner im S, am Oberlauf der Flüsse, und grösser im N, am Unterlauf. In derselben Richtung werden die Täler auch tiefer, da die Tafelfläche dem Flussgefälle entgegen nach N zu ansteigt.

Die Täler sind in den Kalksteinuntergrund eingeschnitten, an dessen Stelle zuweilen alte fluviale Ablagerungen in Gestalt von Sand und Geröll treten. Die Widerstandsfähigkeit des Kalksteins wechselt, ist aber im allgemeinen verhältnismässig gross. Die Erosion schreitet langsam fort, und die Flüsse mäandrieren schwach. Ihr Verlauf ist entweder geradlinig oder zickzackartig. Im S, wo das Gefälle des Flusses geringer und das Tal selbst flacher ist, ist auch die Erosion am geringsten. Der Fluss läuft träge zwischen den sanft ansteigenden Ufern (Böschungswinkel 10—25°), die durchweg mit Gras und Gesträuch bedeckt sind und nur hier und da in der Nähe der Wasserfläche graue Kalksteinentblössungen zeigen (Abb. 12). Von diesen bröckelt allmählich feiner Gesteinschutt ab, der vom Fluss ständig weggeführt wird. Grössere Veränderungen werden zuweilen vom Frühjahrseisgang und Hochwasser verursacht; dann stürmen die Eisschollen mit Schwung und Kraft gegen die Ufer, reissen von den Abhängen den schützenden Rasen ab und brechen sogar grössere Kalksteinschollen los.

Indem die Flüsse sich dem nördlichen Rand der Küstentafel nähern, nimmt ihr Gefälle und die Tiefe der Täler zu. Zugleich kann man eine kräftigere und lebhaftere Erosionstätigkeit beobachten. Der untere Teil der Talhänge wird vom Flusse schon dermassen angegriffen, dass die Abhänge steiler, stellenweise fast senkrecht und sogar überhängend werden. Zuletzt verliert dieser obere Teil des Hanges seinen Halt und stürzt in grossen Schollen hinab. Am Fusse der Abhänge bilden sich auf diese Weise chaotische Schutthalden, auf welche der Fluss nun seine abtragende Kraft richtet. Sind sie fortgeführt, so beginnt das Spiel von neuem.

Je nach dem Untergrund nehmen die Abhänge das eine oder das andere Profil an. Bei den dickbankigen, harten Kalk-

steinen (Glaukonitkalkstein, der obere Teil der Tallinna-Stufe) besitzen die Abhänge die Gestalt einer mehr oder weniger ebenen, senkrechten Wand, während sie bei dem weichen und schiefrigen Untergrund äusserst uneben sind und Einschnitte, Kehlen, karniesartig vorspringende Teile usw. aufweisen. Das Sötke-Tal zwischen der Eisenbahn und dem Dorf Sötke hat eine eigenartige Gestalt, indem der Talgraben oben schmal, in der Nähe des Flusspiegels aber weit ausgehöhlt ist, so dass die oberen Teile der Hänge dachartig herübertagen.

Die Nebenbäche, die in ein solches steilhängiges Tal münden, finden eine steile Stufe vor sich, von der sie in Gestalt eines Wasserfalls hinabstürzen. Allmählich wird der obere Teil der Stufe abgetragen, die senkrechte und wagerechte Zerklüftung des Untergrundes verhindert aber, dass sich statt ihrer eine geneigte Fläche bildet, sondern es entsteht etwas weiter von der Talmündung eine neue, kleinere Terrasse. Der Mündungsteil des Nebentals erhält auf diese Weise ein steiles, stufenförmig absteigendes Profil (z. B. das Tal des Aluoja-Baches in der Nähe des Gutes Pühajõe, Abb. 15). Dieser Mündungsteil wird schliesslich bis zur Tiefe des Haupttals eingeschnitten, während der in Stufen abfallende Schluss des Nebentals immer weiter zurückschreitet. So entsteht neben dem Haupttal eine von diesem sich abzweigende Ausbuchtung, die fast ebenso breit und tief ist wie das Haupttal selbst, doch sehr wasserarm (z. B. die westlichen Nebentäler des Sötke-Tals). Im Sommer trocknen diese Nebentäler oft fast ganz aus, im Frühling aber braust in ihnen das Schmelzwasser, das in schäumenden Kaskaden das stufige Bett hinabstürzt. Landschaftlich gehören diese Täler zu den interessantesten Plätzen unseres Gebiets.

Wo die Talhänge aus losem Material bestehen, schlängelt sich das Tal beträchtlich stärker und weist abwechselnd steile, entblösste Prallhänge und sanfter geböschte, mit Vegetation bedeckte Gleithänge auf. Der Pühajögi in seinem Mittellauf, zwischen der Lagedi-Mühle und dem Gut Pühajõe, fliesst gerade in einem solchen Tal, das sich in die mächtigen fluvialen Sandablagerungen eingeschnitten hat. Mehrere kurze, steil abfallende Kerbtäler durchsetzen die Abhänge des Haupttals.

Von den Karsterscheinungen, die auf dem Tafelflachland an einigen Stellen zum Vorschein kommen, wird unten gesondert die Rede sein.

Die Tätigkeit des Windes äussert sich auf dem Tafelflachland nirgends in nennenswerter Weise, da der Untergrund und meist auch die Bodendecke ein festes Gefüge besitzen und ausserdem noch von einer dichten Pflanzendecke geschützt werden.

Der Mensch zieht Gräben zur Entwässerung der feuchten Gegenden, richtet und lenkt den Lauf der Bäche und ändert dadurch den natürlichen Erosionsgang, befestigt stellenweise die erodierten Abhänge und füllt die Schlüsse der Kerbtäler mit Steinen aus, damit diese sich nicht weiter entwickeln können. Weiter ändert er auch direkt das Relief der Erdoberfläche, indem er neue künstliche Erhebungen und Hohlformen in Gestalt von Wegdämmen und Einschnitten, Befestigungswällen und Gräben, Steinbrüchen, Sand- und Kiesgruben usw. schafft. Zu Bauten wird der auf der Erdoberfläche anstehende, härtere, dickbankigere Kalkstein verwandt (der untere Teil der Tallinna-Stufe und die Aseri-Stufe), den man mehr von der Oberfläche, wenig in die Tiefe dringend, von einer weiten Fläche bricht. Aus diesem Grunde sieht man die Steinbrüche am häufigsten im Bereich der erwähnten Kalkstufen. Grössere Steinbrüche sind diejenigen der Zementfabrik von Aseri und die Brüche von Lügänu, Toila und Vaivaru. Kies- und Sandgruben sehen wir vor allem im Bereich der alten Strandbildungen und in den Gegenden mit einer steinreicheren Moränendecke. Die grösste von ihnen ist die Kiesgrube im alten Strandwall zwischen Aa und Saka.

5. Die Grossrücken der Tafelfläche.

Die Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge, die sich im östlichen Teil der Küstentafel erheben, unterscheiden sich durch ihre Höhe und die steilen Abhänge von dem sie umgebenden Tafelflachland. Ihnen ist dadurch auch eine besondere physiologische Kraftwirkung eigen. Daraufhin hat man Grund sie gesondert zu besprechen.

Die nördlichen steilen Hänge der Rücken ähneln in ihrer Gestalt wie auch in ihrer Physiologie sehr dem Ruhekliiff. Der Böschungswinkel ist stellenweise noch grösser als am Kliff, und deshalb kommt auch ein lebhafteres Ausrieseln des Materials zustande. Der Scheitelteil der Rücken besteht in einer Mächtigkeit von mehreren m aus losem Material — Moräne (Vaivaru) oder Strandgeröll (Laagna). Am Rande der Steilwand hat diese

lose Schicht einen ihrer Konsistenz entsprechenden Böschungswinkel ($10-35^{\circ}$) angenommen und rieselt bei jeder geringen Gleichgewichtsstörung ab. Ursachen dafür können die Regengüsse, das Schmelzwasser, das Zufrieren, die Tiere und Menschen sein. Auch die losen Kalksteinschollen, die die Hauptmasse der Erhebungen bilden, sind in einem gewissen Grade beschädigt und gelockert und zerfallen leichter als die am Kliff anstehenden, festen Schichten des Untergrundes. Das ausgerieselte Material hat am Fusse der Steilhänge regelmässige Schuttböschungen gebildet. Auf diesen stehen die Bäume in dichten Gruppen, der Boden zwischen ihnen ist aber meist unbewachsen. Unter Einwirkung des oberflächlich abfliessenden Wassers geht hier ein ständiges Abwärtsrücken des Bodens vor sich, das zuweilen die Gestalt akuter Rutschungen und Schlipfe annehmen kann.

Die südlichen Hänge der Rücken sind beträchtlich sanfter geböscht. Hier ist vor allen Dingen das Oberflächenwasser tätig, indem es sich nach jedem Regenguss in kleinen Wasserriegen sammelt und teils die angelegten Gräben, teils aber die natürlichen Einsenkungen der Erdoberfläche benutzend von den Abhängen hinabfliesst, Sand und Erde mit sich führt und diese am Fuss der Erhebungen wieder ablagert. Die Wirkung des Wassers wird noch dadurch gesteigert, dass die südlichen Abhänge bebaut werden, und damit eine mangelhafte, zeitweilig vollständig fehlende Pflanzendecke besitzen.

Die Tätigkeit des Menschen kommt besonders in den Vaivaru'schen Bergen in Gestalt der zahlreichen Befestigungsgräben, die den Scheitel und die Hänge der Erhebungen durchkreuzen, zum Ausdruck. Zwischen dem westlichen Rücken, dem „Tornimägi“, und der Eisenbahn befindet sich eine grosse verlassene Kiesgrube. Diese hat die Gestalt des südlichen Hanges der Erhebung und der sich von hier bis zur Vaivaru-Kirche ausdehnenden niedrigen Schwelle stark verändert.

6. Der Karst.

Wie schon bei der Betrachtung der Grundwasserverhältnisse des Tafelflaches erwähnt wurde, wird die Durchlässigkeit des Kalksteinuntergrundes besonders durch das System der Vertikalklüfte gesteigert. Eine Vorbedingung für einen grösseren

Gehalt an Wasser und dessen freiere Zirkulation ist aber das Vorhandensein auch horizontaler Klüfte zwischen den Schichten des Untergrundes. Wo der Kalkstein weicher und schiefriger ist und reichlich tonige und mergelhaltige Zwischenschichten enthält, die leicht ausgewaschen werden können, dort fängt das zirkulierende Kluftwasser auch an zu erodieren und ruft die Karsterscheinungen hervor. Indem die weichen, tonigen und mergeligen Bestandteile ausgewaschen werden, sinken die übrig gebliebenen Kalksteinteilchen zusammen und bilden so Hohlräume, die sich allmählich vergrössern. Die Löslichkeit des Kalksteins im Wasser kann dazu noch beitragen, doch ist sie von nebensächlicher Bedeutung, da der Kalkstein hier meist dolomitisch und schwer löslich ist.

Solche Karsterscheinungen treten an einigen Stellen der Küstentafel auf, am verbreitetsten westlich vom Purtse-Fluss, zwischen Püssi und Erra. Hier stehen an der Oberfläche die oberen Schichten der Tallinna-Stufe an, die ein besonders lockeres und schiefriges Gefüge haben. Die Karsterscheinungen scheinen auch in den anderen Gegenden Nordestlands mit diesem Teil des Kalksteingrundes verbunden zu sein, doch sieht man sie ebenso im Bereich anderer Stufen. Ausser den Eigenschaften des Untergrundes werden hier wahrscheinlich auch die Wassermenge, die Neigungsverhältnisse, die Zerklüftung, vielleicht auch geringe Dislokationen usw. massgebend sein.

Die Karsterscheinungen von Püssi-Erra haben schon seit langem das besondere Interesse der in Estland arbeitenden Geologen (Eichwald, Schmidt u. a.) erweckt. Als äussere Karstformen sehen wir hier durch das Einstürzen der oberen Schichten des Untergrundes entstandene Schüsseln, Trichter und Wannen von unregelmässigem Grundriss, die den Dolinen der bekannten Karstgebiete entsprechen. Ihnen gesellen sich noch breite Spalten und Löcher in der ebenen Kalksteinfläche und trockene, blind endende Täler bei, auf deren Grund sich wiederum teils trockene, teils mit Wasser angefüllte Trichter, Löcher und Spalten befinden. An der Ausbildung aller dieser Formen hat sich ausser dem Grundwasser in grossem Masse auch der Erra-Fluss beteiligt, welcher in der Nähe des Gutes Erra in den Spalten und Löchern des Untergrundes verschwindet und seinen Lauf als unterirdischer Fluss fortsetzt. Nur zur Zeit des Hochwassers setzt er seinen oberirdischen Lauf in einem der

vorher erwähnten trockenen Täler fort. Der unterirdische Fluss scheint sich in zahlreiche Spalten und Hohlräume zu ergiessen, welche auf der Erdoberfläche durch die zerstreuten Einsturzstellen markiert werden. Der Austritt eines unterirdischen Wasserlaufes wird vom Volk sogar in dem ungefähr 2,5 km weiter im N befindlichen Kääniku-Bach angenommen, dessen unebenes, mit trichterförmigen Vertiefungen und Löchern übersätes Bett freilich demjenigen der Karsttäler sehr ähnlich ist. Ausserdem soll dort der Bach im Frühling ausserordentlich viel Wasser führen, den Ursprung desselben kann man aber in der Umgegend nicht sehen. So ist dessen Zusammenhang mit dem unterirdischen Teil des Erra-Flusses recht wahrscheinlich.

Ein Teil der Karstformen zwischen Erra und Püssi befindet sich schon in einem älteren Entwicklungsstadium, indem sie von einer dichten Pflanzendecke überzogen und zum Teil mit verwittertem und angeschwemmtem Material angefüllt sind. Solchen Charakter trägt ein kleines, gewundenes Tal im SW vom Gut Püssi, das mit einem blinden Schluss beginnt und von W kommend in das Purtse-Tal mündet. Ein Teil der Karstformen zeigt aber frische Spuren des Einstürzens, sie liegen zum Teil bloss und stehen in Verbindung mit unterirdischen Gängen, da sie in wechselnder Menge Wasser führen. Hierher gehört vor allem das lange, gewundene Tal zwischen Lügänuuse und Erra, das zur Zeit des Hochwassers dem Erra-Fluss als Abflussweg dient.

Der westliche Nebenbach des Pühajõgi — der Mägara-Bach — weist in seinem Unterlauf, in der Nähe des Gutes Pühajõe (hier Sepa- oder Aluoja genannt) ebenfalls Karsterscheinungen auf, die mit den eben beschriebenen übereinstimmen. Diese befinden sich aber nicht im Bereich der oberen Schichten der Tallinna-Stufe, sondern in der viel härteren und festeren Aseri-Stufe. Für das Zustandekommen der Karsterscheinungen sind hier wahrscheinlich irgendwelche andere Gründe massgebend gewesen. Der Fluss, der sich inmitten der ebenen Wiesen mit einer sandigen Bodendecke ruhig dahinschlängelt, schneidet sich in der Nähe des Pühajõgi in den Kalksteingrund ein, und das Flussbett nimmt zugleich eine unebene, stufige Gestalt an (Abb. 15). In dem Flussbett beginnen hier die für Karsttäler charakteristischen Trichter, Löcher und Spalten aufzutreten. Die Strömung wird immer schwächer, bis sie schliesslich in einer trichterförmigen

Vertiefung vollständig versiegt. Weiter setzt sich das trockene Flussbett fort, das nur zur Zeit des Hochwassers Wasser führt. Der Mündungsteil des Tals fällt in mehreren übereinander liegenden, steilen Terrassen zum Pühajõe-Tal ab. Das unter der Erde verschwundene Wasser kommt hier aus den Klüften zwischen den Kalksteinschichten wieder zutage. Während seines unterirdischen Laufes hat es sich abgekühlt und ist reiner geworden. Es wird hier als Trinkwasser gebraucht.

Ganz in der Nähe des Gutes Pühajõe befindet sich in dem steilen, aus Kalkstein bestehenden Talhang eine besonders wasserreiche Quelle, die wahrscheinlich in Verbindung mit dem unterirdischen „Aluoja“ steht.

Die Entwicklung der Karstformen der eben besprochenen Gegend schreitet allen Anzeichen nach in folgender Weise fort. Das zirkulierende Grundwasser erodiert den ton- und mergelhaltigen, stark zerklüfteten, lockeren Kalkstein, so dass sich grössere und kleinere Hohlräume bilden und die Klüfte erweitert werden. Aus dem an dieser Stelle hinziehenden Fluss gelangt ein Teil des Wassers durch die Spalten in die unterirdischen Höhlungen und setzt die Erosion derselben mit immer zunehmenden Wassermengen fort. Schliesslich erweitern sich die unterirdischen Gänge so, dass sie im Sommer sämtliches Wasser des Flusses in sich aufnehmen können. An den stark unterhöhlten Stellen fallen die deckenden Kalksteinschichten ein, und an der Erdoberfläche bilden sich kleine geschlossene Hohlformen von verschiedenster Gestalt. Ein Teil der unterirdischen Höhlungen und Gänge verstopft sich durch das angeschwemmte Material. Die sich über diesen Gängen an der Oberfläche befindenden Vertiefungen überziehen sich dann mit einer Pflanzendecke und werden allmählich ausgefüllt und eingeebnet.

IV. Die Entstehung und Entwicklung der Oberflächengestaltung.

Durch die eingehende Betrachtung der physiologischen Kraftwirkung in der Oberflächengestaltung wird uns klar, welche Formen und welche Züge der Oberflächengestaltung Ergebnisse des in der Gegenwart sich abspielenden Zusammenwirkens der Kräfte und der Objekte sind — die harmonischen Formen —, und welche Formen im Gegensatz zu diesen stehen, indem sie anderer Verhältnisse und Beziehungen von Kräften und Objekten zu ihrer Bildung bedürfen — die disharmonischen Formen. Die letzteren können entweder der Jetztzeit angehören, aber Ergebnisse einer Wirkung fremder Kräfte sein, die dem in Frage stehenden Gebiet fehlen —, Fremdlingsformen —, oder sie können Ergebnisse der physiologischen Kraftwirkung einer vergangenen Zeitperiode, d. h. Vorzeitformen sein¹⁾.

Die Kenntnis des gegenwärtigen Zustandes und des Entwicklungsganges der harmonischen Züge, welche sich beide durch die physiologische Zusammenwirkung der Kräfte erklären lassen, genügt nicht zu einem vollen Verständnis der Formen und der Oberflächengestaltung überhaupt, sondern man muss sich auch darüber klar werden, in was für einem Zustand sich die harmonischen Züge befanden, bevor noch die gegenwärtigen Kräfte zu wirken begannen, und was für Gründe und Verhältnisse für

1) Die hier nach Granö angewandte Terminologie unterscheidet sich einigermaßen von derjenigen Passarges (Grundlagen der Landschaftskunde III, S. 100—102). Granö teilt die Formen zuerst in harmonische und disharmonische, die letzteren wiederum in Fremdlings- und Vorzeitformen ein. So würden die harmonischen Formen den „rezenten Heimatsformen“ Passarges, die Fremdlingsformen den „rezenten Fremdlingsformen“ und die Vorzeitformen den „vorzeitlichen Heimats- und Fremdlingsformen“ Passarges entsprechen.

die Bildung disharmonischer Formen massgebend gewesen sind. Mit anderen Worten — man muss in dem zu behandelnden Gebiet den Wechsel physiologischer Kraftwirkungsperioden, die Gründe und Voraussetzungen für das Zustandekommen dieser Perioden, und deren Folgen klarlegen. Das alles nennen wir die genetische Betrachtung der Oberflächengestaltung.

Davis u. a. haben die Kraftwirkungsperiode Zyklus genannt und verstehen darunter vor allen Dingen die Abtragungs- und Ablagerungsprozesse. Der hier angewandte Begriff der Kraftwirkungsperiode ist ein weiterer und umfasst das gesamte physiologische Zusammenwirken der Kräfte und Objekte. Der vorangegangene Abschnitt dieser Schrift z. B. hat die Behandlung der rezenten Kraftwirkungsperiode zum Gegenstand.

Es fragt sich: wie weit in die Vergangenheit reichende Kraftwirkungsperioden kann und braucht der Geograph zu berücksichtigen, ohne in das Gebiet der historischen Geologie überzugehen? Jedenfalls nicht weiter, als es zur Erklärung der gegenwärtigen Oberflächengestaltung notwendig ist, das wäre bis zu der Kraftwirkungsperiode, bis zu welcher die disharmonischen Formen oder der Ursprung der harmonischen Formen reicht.

Granö hat vorgeschlagen¹⁾, als den Grenzpunkt zwischen den geographischen und historisch-geologischen Betrachtungen den Zeitpunkt anzunehmen, in welchem der Mensch oder die vom Menschen geschaffenen Formen in der Landschaft aufzutreten beginnen, weil die Geographie, nach der Auffassung von Granö, gerade die sinnlich wahrnehmbare Umwelt des Menschen zum Gegenstand hat.

Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes ist in weitem Masse disharmonisch. Zu den disharmonischen Vorzeitformen gehört die stufige Gestalt der Tafelfläche (Tafelstufen), die breiten Trichtermündungen der Täler und die geschlossenen Erhebungen auf der Tafelfläche, weil es in der Jetztzeit an Kräften und Zuständen fehlt, welche diese Formen zustande bringen könnten. Die gegenwärtigen Kräfte arbeiten sogar in der Richtung der Verflachung und Einebnung

1) J. G. Granö, Maantieteen rajat. (Die Grenzen der Erdkunde). „Terra“ 1925 № 3—4, Helsinki (Helsingfors), S. 154.

der Formen. Die Küste ist in ihren allgemeinen Zügen harmonisch, ist aber nur unter gewissen Voraussetzungen und im Laufe des langen Entwicklungsganges dazu geworden. Jede der wechselnden Kraftwirkungsperioden hat ihre Spuren hinterlassen.

Geologische Untersuchungen haben erwiesen, dass in der Umgegend der Ostsee, wozu auch das nordostestländische Küstentafelland gehört, eine Reihe von Kraftwirkungsperioden, vor allem von den Klima- und Niveauschwankungen abhängig, aufeinander gefolgt sind. Die präglaziale Periode, die den Übergang vom Tertiär zum Quartär darstellte, wich der glazialen Periode, welcher die spätglaziale und die postglaziale Periode folgte. Die letztere umfasst auch die rezente Zeit.

Den hier angeführten Benennungen geben die verschiedenen Autoren ein wenig abweichende Bedeutungen¹⁾. Im Vorliegenden sind nur die Zustände im Auge behalten, die in NE-Estland geherrscht haben. Präglazial nennen wir die Periode bis zum Erscheinen des Randes des vorstossenden Landeises auf dem nordostestländischen Tafelland. Die dann beginnende glaziale Periode dauert bis zur Befreiung des Gebietes vom Landeis. Zu dieser Periode gehört die Zeit der maximalen Vereisung wie auch die Zeit der jüngeren baltischen Glaziation, da unser Gebiet sich im Lauf der beiden Perioden wahrscheinlich unter einer ständigen Eisdecke befunden hat. Von den Interglazialzeiten gibt es keinerlei Spuren.

Zwischen der spät- und der postglazialen Periode fehlt eine schärfere Grenze. Annähernd könnte man die Übergangszeit zwischen der Ancylus- und der Litorina-Periode für die Grenze halten, diese würde dann ungefähr mit dem Anfang der postglazialen Zeit G. De Geer's zusammenfallen (vor ungefähr 8700 Jahren). Unsere spätglaziale Zeit würde dann die finiglaziale und den grössten Teil der gotiglazialen Zeit G. De Geer's umfassen (zusammen ungefähr 5000—7000 Jahre). Die Dauer der glazialen Zeit ist nicht näher bekannt.

Im allgemeinen betrachtet, verschlechterte sich das Klima und das Meeresniveau stieg von der präglazialen bis zur glazialen Periode, nach dieser machte sich der umgekehrte Verlauf

1) Vgl. G. De Geer, *Förhistoriska tidbestämningar*. „Ymer“ 1925 № 1, Stockholm und R. Lidén, *Sver. Geol. Unders., Ser. Ca, № 9, 1913*, Stockholm.

bemerkbar. Die physiologische Kraftwirkung gestaltete sich diesen klimatischen und Niveauverhältnissen entsprechend. Die gegenwärtigen Zustände haben diejenigen der präglazialen Zeit noch nicht erreicht. Das Klima der Gegenwart ist noch kühler als dasjenige der präglazialen Periode und das Meeresniveau ein wenig höher.

Die Einteilung der Formen in harmonische, disharmonische, Fremdlings- und Vorzeitformen gibt uns noch keinen Aufschluss darüber, in welche Kraftwirkungsperiode ihre Bildung oder ihr Ursprung eigentlich fallen. Dazu müssen wir erst versuchen, die Zustände und Kraftwirkungen (das sind die allgemeinen und die lokalen Kräfte, die Objekte und ihr Zusammenspiel), die in den verschiedenen Perioden geherrscht haben und zur Entfaltung gelangt sind, eingehender zu analysieren und die Bildungsmöglichkeiten der in Frage kommenden Formen deduktiv zu untersuchen. Wir fangen mit der ältesten — der präglazialen Periode an.

1. Die präglaziale Periode.

Unsere Kenntnisse über diese Periode sind dermassen mangelhaft, dass wir uns mit den allgemeinsten Auskünften zufrieden geben müssen. Vom Klima des Ostseegebiets und Nordeuropas überhaupt nimmt man allgemein an, dass das anfangs tropische Klima vom Spätmesozoikum bis zum Beginn der Eiszeit allmählich in ein polares Klima übergegangen ist. Passarge schreibt darüber¹⁾: „Bereits während des Mesozoikums und dann während der Tertiärzeit hat eine beständige Verschiebung der Klimagürtel in dem Sinne stattgefunden, dass die Nordpolargebiete von tropischem zu subtropischem, zu gemässigtem und kaltem Klima übergingen. Europa machte den gleichen Wandel durch.“

Köppen und Wegener²⁾ nehmen die Lage des Nordpols im Miozän auf 75° N und 150° W und zu Beginn des Quartärs auf 70° N und 60° W an. Dementsprechend wäre Nordostland im Miozän auf 45° N und im Anfang des Quartärs auf 50° N Breite gelegen gewesen und hätte ein Klima gehabt, das dem heutigen Klima von Süd- resp. Mitteleuropa ähnlich war. Wegen des

1) Grundl. d. Landschaftsk. III, S. 106.

2) W. Köppen und A. Wegener, Die Klimate der geologischen Vorzeit, 1924.

niedrigeren Meeresniveaus und der weiteren Ausdehnung des Festlandes war das Klima vielleicht ein wenig trockener und wies einen mehr kontinentalen Charakter auf. Allgemein genommen, gelangten solche Kräfte und Vorgänge zur Entfaltung, wie wir sie auch heute noch in Mittel- und Ost-Europa beobachten können — Temperaturschwankungen, Verwitterung, Regen, Oberflächen- und Grundwasser, Wind, an der Küste die Abrasion, im Winter — Schnee und Eis. Der Boden war mit einer dichten Pflanzendecke überzogen.

Von dem Aufbau und den Abdachungs- und Höhenverhältnissen, d. h. von dem Stand des Meeresniveaus, hing es ab, welche Formen sich unter dem Einfluss aller dieser Kräfte herausbildeten. Da auf der Ostbaltischen Sedimenttafel nach dem Paläozoikum keinerlei Dislokationen stattgefunden haben, ist die Zusammensetzung und der Bau der nordostestländischen Küstentafel im Präquartär im allgemeinen dem heutigen gleich gewesen. Der silurische Schichtenkomplex könnte vollständiger gewesen sein, und vielleicht erstreckte sich der nördliche Rand des Devonsandsteins bis hierher. Man kann das annehmen, wenn man das Mass glazialer Denudation in Betracht zieht. Die Schichten des Untergrundes besaßen wahrscheinlich ein wenig grösseres Fallen nach S als jetzt, da die postglaziale Hebung von Zentralfennoskandia noch nicht zum Schluss gekommen ist.

Am meisten hypothetisch bleiben die Annahmen über den damaligen Stand des Meeresspiegels. Im allgemeinen wird angenommen, dass das nordeuropäische Vereisungsgebiet vor der Ausbreitung des Landeises höher gelegen war als heute. Wenn man annimmt, dass der Finnische Meerbusen dann schon vorhanden war, so konnte der Meeresspiegel nicht mehr als 80 bis 100 m unter dem heutigen gelegen haben. Höchst wahrscheinlich war aber der Niveauunterschied nicht einmal so gross. Schon bei einem Unterschied von 50—70 m wären die dänischen Sunde, das Kattegat und der südliche Teil der Ostsee Festland geworden, was von einigen Forschern auch tatsächlich angenommen wird.

Vom Standpunkt der Theorie der isostatischen Bewegungen durch Eisbelastung und Entlastung aus betrachtet, muss man der Zone vor dem Rand des vorstossenden oder zurückweichenden Landeises die höchste Lage zuschreiben, für unser Gebiet

wäre das folglich am Schluss der präglazialen und am Beginn der spätglazialen Zeit der Fall. Die niedrigste Lage erreichte das Land theoretisch zur Zeit der maximalen Ausdehnung des Landeises. Da die ausgleichende Hebung des Vereisungsgebiets bei uns schon ihrem Ende naht, müsste auch das gegenwärtige Niveau dem präglazialen verhältnismässig nahe stehen, — genauer ausgedrückt, müsste es bald das Niveau jenes Abschnitts der präglazialen Periode erreicht haben, innerhalb welches die Vereisung Fennoskandias der gegenwärtigen ähnlich war. Zieht man aber auch die eustatischen Niveauveränderungen in Betracht¹⁾, so wird das ganze Problem viel komplizierter.

Treten wir nun an die Frage des präglazialen Reliefs heran. Dem horizontalen Bau entsprechend hatte das Gebiet im allgemeinen die Gestalt einer Tafel, mit ebener oder flachstufiger Oberfläche, welche im N mit einer mehr oder weniger deutlich ausgebildeten Stufe (dem Glint) endete. Das Vorhandensein einer solchen Stufe steht jedenfalls fest. Das geht schon aus dem Gegensatz zwischen dem harten kristallinen Untergrund Fennoskandias und der weichen ostbaltischen Sedimenttafel hervor. Unter derartigen geologischen Verhältnissen haben sich auch in mehreren anderen Gebieten stufenartige Denudationsränder gebildet, welche entweder als von der Abrasion ausgebildete Küstenkliffe oder durch subaëriale Denudation entstandene Landstufen auftreten können. Wenn längs des Finnischen Meerbusens wirklich eine Verwerfungslinie verläuft, wie Ramsay und Sederholm angenommen haben, so hätte diese ihrerseits die Bildung des Glints begünstigt.

Zum Schluss der präglazialen Zeit stellte der Glint wahrscheinlich nicht eine Steilwand, sondern einen sanft geböschten oder abgestuften Abhang dar. Da die Tafelfläche die ein wenig nach S fallenden Schichten unter einem kleinen Winkel schneidet, bildeten sich bei den weniger widerstandsfähigen Schichten Stufen²⁾, welche sich im allgemeinen in der Streichrichtung der Schichten dahinzogen.

Zur Stufenbildung neigt besonders die Kukruse-Schichten-

1) W. Ramsay, On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia. Bull. de la Comm. géol. de Finlande 66, Helsingfors 1924.

2) Über die Bildung von Landstufen siehe besonders bei E. Christa, Zum Problem der Stufenlandschaft. Centralbl. für Miner. 1924, S. 426.

stufe, die zwischen den harten Kalksteinen der Tallinna- und der Jõhvi-Stufe liegt und zahlreiche Zwischenschichten von weichem, bituminösem Schiefer führt.

Die Oberfläche und die Stufen des Tafellandes wurden von Tälern durchschnitten — mit einem niedrigeren und flacheren Querprofil mitten im Lande, und einem tieferen und steileren Profil am Rande der Tafel. Die Täler erweiterten sich an der Küste zu breiten Trichtermündungen. Infolge einer längeren, ungestörten Entwicklung war die Taldichte grösser und das Talsystem hatte sich normaler gestaltet als in der Jetztzeit. Der Verwitterungsboden war mächtig.

Über die Frage des präglazialen Reliefs des nordestländischen Silurgebiets haben sich Schmidt¹⁾, Holm²⁾ und Hausen³⁾ geäußert. Nach Schmidt „muss das Land eine öde (karstartige) Felsfläche gebildet haben, deren Oberfläche je nach Beschaffenheit des Gesteins entweder fest oder durch die Atmosphärien mannigfach zerklüftet und verwittert war“. Weiter hält Schmidt den Glinz und einige grössere Flusstalungen, wie Pirita (Brigitten) und Jägala (Jaggowal), für präglazial. Genauer analysiert diese Frage Holm, indem er schreibt: „Von präglazialen Bildungen, die uns eine Auskunft über die Verhältnisse in Estland, die Flora und Fauna aus der Zeit vor der Vereisung geben könnten, existieren keine Spuren. Wahrscheinlich ist es doch, dass diese Gegenden während langer Perioden über die Meeresfläche, der säkulären Verwitterung der Gebirgsschichten ausgesetzt, gehoben gewesen sind. Obgleich wir nichts Bestimmtes wissen, müssen wir doch annehmen, dass dieses Festland eine Vegetation und eine Fauna besessen habe und von Flüssen, deren Verlauf in Folge der Neigung der Schichten hauptsächlich nach Süden gewesen sein dürfte, entwässert wurde. Verwerfungen oder Spalten, durch welche Tal-

1) Fr. Schmidt, *Изв. Геол. Ком. II, ЧИБ. 1883.* (Verhandl. des Geol. Komitees II, St. Petersburg 1883), S. 110—122. — *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* XXXVI, 1884, S. 256.

2) G. Holm, *Verhandl. d. Kais. Mineralog. Ges. St. Petersburg, N. S.* Bd. 22, 1885, S. 16.

3) H. Hausen, *Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den Russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit.* Fennia 34 № 3, Helsingfors 1913. Im Folgenden zitiert als H. Hausen, *Oberflächenformen.*

bildungen in anderen Richtungen entstehen konnten, fehlen nämlich in Estland ganz. Die lockeren, devonischen Schichten hatten damals gewiss eine grössere Verbreitung und in diesen konnten die Flüsse ihre Betten leicht einschneiden. Die Spuren der organischen Reste dieses Festlandes muss man daher, wenn die von diesen Flüssen gebildeten Ablagerungen überhaupt noch existieren, im Süden suchen. Dass das Land damals eine öde, kahle Felsfläche, eine Felswüste bildete, ist weniger wahrscheinlich, denn es müsste in diesem Falle ein sehr trockenes, regenloses Klima geherrscht haben, und keine Anhaltspunkte liegen für eine solche Annahme vor.“

Auf die Vermutungen von Holm kann man nur so viel entgegnen, dass kein Grund vorliegt, eine allgemeine Neigung des Landes nach S anzunehmen, und zwar in dem letzten Abschnitt der präglazialen Zeit. Es ist viel wahrscheinlicher, dass die Ostsee und der Finnische Meerbusen die Entwässerungsbasis darstellten.

Hausen nennt die Kalksteinebene Nordestlands „ein Peneplain von postdevonischem Alter, dessen Ebenheit jedoch in erster Reihe auf der horizontalen Bankung der silurischen Kalksteine beruht“. Im Tertiär zerbrach diese Denudationsfläche in mehrere Schollen, und in diesen haben sich auf dem Wege der Verwitterung und der fluvialen Erosion Einschnitte und Talungen gebildet.

2. Die glaziale Periode.

Mit der Annäherung des Landeises wurde das Klima unseres Gebietes immer kühler, die Niederschläge fielen meist in Gestalt von Schnee; Spaltenfrost, mechanische Verwitterung, Bodenversetzungen gewannen als physiologische Prozesse immer mehr an Bedeutung. Zugleich hob sich das Meeresniveau, die erodierende Tätigkeit der Flüsse hörte allmählich auf, die Täler füllten sich mit Schutt an, die Wälder gingen mit der Zeit ein.

Am Finnischen Meerbusen angelangt, füllte das Landeis wahrscheinlich das ganze Becken des Busens aus und bewegte sich über diesen hin von N nach S und SE ¹⁾. Als ihm der Rand

1) Über die Bewegungsrichtungen des Landeises siehe H. Hausen, Oberflächenformen S. 26—36 und E. Kummerov, Die Hauptbewegungsrichtungen des diluvialen Inlandeises in Nordeuropa. Neues Jahrb. f. Miner., Geol. u. Pal., LII. Beil.-Bd., Abt. B, II. Heft, 1925, S. 284—308.

der nordestländischen Küstentafel in den Weg trat, schob sich das Eis über diesen hinauf, ihn bis zu einem gewissen Grade abtragend und einebnend, bis sich ein Böschungswinkel gebildet hatte, der die Fortbewegung des Eises begünstigte. Im E unseres Gebiets sind an manchen Stellen augenscheinlich vom Glint losgerissene und vom Landeis mitgeschleppte grosse, lose Kalksteinschollen zu finden¹⁾.

Indem das Landeis sich über die nordostestländische Küstentafel bewegte, führte es allmählich sämtliches, reichlich vorhandenes loses Material mit sich fort und griff schliesslich den Untergrund an. Die Fortbewegung und die erodierende Tätigkeit des Landeises wurde gewissermassen vom Relief der Erdoberfläche gelenkt, besonders als noch die Randpartie des Eises mit verhältnismässig geringer Mächtigkeit über das Gebiet hinwegglitt. Die Täler und Becken wurden erweitert und verflacht, die Erhebungen wurden niedriger und flacher, aber die Hauptzüge des Reliefs blieben doch bestehen. Das Mass glazialer Denudation kann hier nicht sehr gross gewesen sein, im Maximum kann man es auf einige m schätzen²⁾. Die Kalksteinschichten des Untergrundes liegen horizontal, lassen sich leicht glatt abtragen und bilden eine bequeme Gleitfläche für das Landeis. Nur die Tafelstufen, an denen die Schichtenköpfe austreichen, können in grösserem Umfang abgetragen werden.

So konnten sich die Hauptzüge der Oberflächengestaltung die ganze glaziale Zeit hindurch erhalten. Hierher gehören die ausgedehnten Einsenkungen der Tafelfläche, wie das Peipsi-Becken zusammen mit den sich von ihm abzweigenden Becken des Pühajögi und Hiie-soo, weiter die Tafelstufen (z. B. die Stufe von Järve-Jöhvi) und die grossen Talungen des Gebiets (die Talung der Purtse). Das Landeis hat natürlich jene Züge des präglazialen Reliefs in hohem Grade geebnet und undeutlicher gemacht, aber m. E. ist es unbegründet, sie in ihrem ganzen Umfang für Ergebnisse der glazialen oder sogar postglazialen Erosion zu halten. Es ist keine Ursache zu ersehen, die das Landeis gezwungen hätte die Kalksteinebene an einer Stelle mehr zu vertiefen, als an der anderen, indem es Becken und Talungen von unregelmässiger Gestalt ausmodellerte, die äusser-

1) Siehe S. 65.

2) Derselben Meinung ist auch Hausen (Oberflächenformen S. 40).

lich mit der regelmässigen „gestreiften Topographie“ der glazialen Gebiete nichts Gemeinsames haben. Für das archaische Gebiet Fennoskandias sind solche Bildungen im System der Bruchspalten begründet, ebenso im Wechsel stark zerklüfteter mit echteren und widerstandsfähigeren Stellen. Für die Sedimenttafel Estlands ist aber kein dementsprechendes System von Bruchspalten nachgewiesen worden, und auch die Abtragung verhältnismässig weicher, horizontal geschichteter Kalksteine geht in einer anderen Weise vor sich.

Beim Zurückweichen des Landeises gestaltete sich der Eisrand nach diesen Grosszügen des Reliefs. Wie besonders von M. Sauramo¹⁾ hervorgehoben worden ist, hält der Eisrand auf den Höhen länger an und schreitet in den Senken schneller zurück. Nachdem das Landeis das südlich vom nordostestländischen Küstentafelland gelegene Alutaguse-Gebiet²⁾ erreicht hatte, begann sein Rand beim Peipsi-Becken schneller zurückzuweichen, während er zu gleicher Zeit auf den Hochflächen von Mittel-Alutaguse und in Nord-Ingermanland länger verweilte. Im Eisrand bildete sich auf diese Weise ein Knick, indem der Rand in Alutaguse in SW—NE Richtung, weiter im N aber von W nach E verlief. Als Spuren eines längeren Stillstandes sind die am SE-Rand der Hochfläche von Alutaguse, zwischen Iisaku und Illuka, auftretenden, deutlich ausgebildeten marginalen Rücken, die in ihrem nordöstlichen Ende in Endmoränenhügel zerfallen, anzusehen. Dort sehen wir auch zahlreiche kleine Moränenseen auftreten.

Die Rücken von Iisaku und Illuka bestehen aus geschichtetem Material und sind wahrscheinlich subaquatisch in dem Peipsi-Eissee abgesetzt worden³⁾. Die Scheitel der Rücken sind meist als ebene Plateaus ausgebildet, welche den ungefähren Wasserstand bei der Bildung der Rücken anzeigen würden, wie man dies für den Salpausselkä Finnlands angenommen hat⁴⁾. Eine

1) M. Sauramo, Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. Bull. de la Comm. géol. de Finlande 60, Helsinki 1923, S. 135.

2) J. G. Granö, Eesti maastikulised üksused. (Die landschaftlichen Einheiten Estlands). Tartu 1922, S. 53, 57, 61.

3) H. Hausen, Oberflächenformen S. 65.

4) I. Leiviskä, Der Salpausselkä. Fennia 41 № 3, Helsinki 1920, S. 361.

derartige Meinung hat u. a. W. Ramsay ausgesprochen¹⁾. Die höchsten Plateaus, bei Kuremäe und Iisaku, befinden sich jetzt in einer Höhe von 92 m resp. 93 m ü. d. M. oder 62—63 m über dem Spiegel des Peipsi. Das Niveau des Peipsi hätte also dieselbe Höhe erreichen müssen. Der Peipsi-Eissee hätte so eine sehr weite Ausdehnung gehabt — er hätte sich über den ganzen Nordteil des Tartu-Kreises erstreckt und mit dem Võrtsjärv in Verbindung gestanden. Das Niveau des letzteren muss ungefähr die gleiche Höhe erreicht haben. Nur die nördlich von Tartu gelegenen höheren Drumlins hätten als Inseln in dieser weiten Wasserfläche dagestanden. Ein solcher hoher Wasserstand ist aber zweifelhaft, da es im N des Tartu-Kreises weite Gebiete gibt, die mit einer unausgewaschenen lehmigen Grundmoräne bedeckt sind. Ebenso bleibt es unklar, warum in solchem Fall nicht im Bereich der ganzen Wasseransammlung eine fortlaufende marginale Bildung entstanden ist, sondern eine solche sich nur zwischen Iisaku und Illuka gebildet hat. Vielleicht kann man die nördlicheren hohen Niveaus mit einer intensiven Landhebungswelle in Zusammenhang bringen, die dem zurückweichenden Eisrande gefolgt ist, und die eine Hebung der südlichen und südöstlichen Gegenden und einen Andrang der Wassermassen dem Eisrand zu bewirkt hat²⁾. Eine künftige genauere Untersuchung der marginalen Bildungen von Iisaku wird vielleicht Licht auf diese verwickelte Frage werfen.

Hausen hält die Blauberge von Vaivaru für eine synchrone Fortsetzung der marginalen Rücken von Iisaku, „die aber später wahrscheinlich durch Abrasion isoliert worden sind“³⁾. Da die höchsten Punkte der Vaivaru'schen Berge nur eine Höhe von 80—90 m ü. d. M. erreichen, müssen diese Erhebungen sich dann ganz unter Wasser gebildet haben. Die Erhebungen sind aber nicht geschichtet, sondern bestehen aus grossen, losen Kalksteinschollen und einer ungeschichteten, tonigen Moräne. Spuren der Wassertätigkeit sieht man an den Südhängen der Erhebungen erst in einer Höhe von 70—75 m ü. d. M. Ca 10 km nordwestlich vom Rücken von Iisaku-Illuka zieht sich bei Mäetaguse und Selli ein zweiter gleichgerichteter, niedrigerer Höhen-

1) Nach einer mündlichen Mitteilung.

2) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 110.

3) Ebenda S. 81.

zug hin, dessen höchste Plateauflächen 73 m ü. d. M. liegen. Der südwestliche Teil des Höhenzuges steigt aus einem niedrigeren, eingesenkten Gebiet der Silurtafel empor und besitzt deshalb die Gestalt eines regelmässigen Rückens (in tiefem Wasser abgesetzt), während das nordöstliche Ende sich über eine höhere, aufgewölbte Platte erstreckt und hier in eine Schar von unregelmässigen Moränenhügeln zerfällt. Dieser Höhenzug zeigt augenscheinlich eine spätere Lage des Eisrandes an, als der Peipsi-Eissee schon auf ein Niveau von 73 m gesunken war. Der Eisrand setzte sich von hier aus ungefähr in nördlicher Richtung bis nach Jõhvi fort und wandte sich dann nach E, wo er ungefähr über die Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge verlief. Über dem Pühajõe-Becken hatte sich infolge eines schnelleren Zurückweichens im Eisrand eine Einbuchtung gebildet. Die Ursache für den Stillstand des Eisrandes bei Vaivaru und Laagna sind die Schwellen des Untergrundes, auf welchen sich die Kalksteinschollen und das feinere Moränenmaterial angehäuft haben.

Die teilweise Abzapfung des Peipsi-Eissees vollzog sich wahrscheinlich durch die marginalen Urströmtäler der Tartu- und Viljandi-Gegend. Die Annahme von Hausen¹⁾ über die Existenz eines Abflusses nach NE gründete sich auf die damalige Vermutung, dass der Baltische Eissee eine gewisse Zeitperiode lang durch die Ladoga- und Onega-Seen mit dem Weissen Meer in Verbindung gestanden hat.

Sedimente des Peipsi-Eissees sind: in dem tieferen südöstlichen Teil des Beckens Bänderton, im flacheren nördlichen und nordwestlichen Teil dagegen Sand oder ungeschichteter, sandiger Ton, der von der liegenden, ausgewaschenen Moräne schwer zu trennen ist. Wegen der verhältnismässig geringen Ausdehnung des Beckens und seiner geringen Tiefe wurde die Ablagerung des Tons durch die von der Seite in den Eissee mündenden Wasserströme gestört, wodurch die Bänderung eine undeutliche und nicht homogene geworden ist²⁾. Organische Reste sind in diesem Ton nicht gefunden worden³⁾.

Bei dem fortwährenden Zurückweichen des Landeises sank auch das Niveau des Peipsi-Eissees immer mehr. Von den spä-

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 67.

2) M. Sauramo, Über die Bändertone in den ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia 45 № 6, Helsinki 1925, S. 6.

3) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 66.

teren Stadien der Eisrandlage und des Wasserstandes des Peipsi sind in unserem Gebiet keine deutlicheren Spuren zu finden. Kleine, von SW—NE gerichtete Sandwälle zwischen dem Höhenzug von Iisaku-Illuka und dem Narva-Fluss zeigen eher die verschiedenen Lagen des Eisrandes vor der Iisaku-Illuka-Phase, als die successiv folgenden Wasserstandslagen des zusammenschrumpfenden Peipsi-Eissees, wie Hausen angenommen hat¹⁾. Diese Wälle haben mehr die Gestalt von marginalen Ablagerungen als von Strandbildungen. Auch hier kann uns nur eine künftige genauere Untersuchung endgültig über den wahren Tatbestand Aufschluss bringen.

Jedenfalls besass der Eissees noch zum Schluss der glazialen Zeit einen so hohen Wasserstand, dass er sich über den grössten Teil von Alutaguse und der nordostestländischen Küstentafel ausdehnte und über der höchsten marinen Grenze stand. Die Schwelle zwischen dem Finnischen Meerbusen und dem Peipsi-Becken ist dermassen niedrig, dass das ganze Peipsi-Becken in unmittelbarer Verbindung mit dem Meere bleibt, wenn das Niveau des Sees in die Höhe der höchsten marinen Grenze zu liegen kommt. Darum fällt auch die Bildung des Narva-Flusses in eine viel spätere Periode, als Hausen es annahm²⁾, da der Meeresspiegel zu dieser Zeit schon niedriger liegen musste, als die das Peipsi-Becken vom Meere trennende Schwelle, d. h. in einer Höhe von 29—30 m ü. d. M.

3. Die Niveauveränderungen der spät- und postglazialen Periode.

In der spätglazialen Periode waren die Entwicklung und die physiologische Kraftwirkung unseres Gebiets hauptsächlich von dem fortwährend sinkenden Meeresniveau und von der allmählichen Verbesserung des Klimas abhängig. Die Lagen des Meeresspiegels in den verschiedenen Zeitmomenten können wir bis zu einem gewissen Grade mit Hilfe der alten Strandbildungen und der Spuren der Wassertätigkeit, wie Sedimente, Auswaschung, Abzapfungsrinnen usw., feststellen. Wegen der offenen Lage der nordostestländischen Küste müssten sich die alten

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 67.

2) Ebenda S. 67.

Strandbildungen, dort wo sie mit dem Küstenkliff oder den Tafelstufen zusammenfallen, gut und deutlich ausgebildet haben. Auf der ebenen Tafelfläche fehlen aber die meisten Voraussetzungen für die Bildung einer deutlichen Strandlinie. Auch Spuren einer Auswaschung sind hier schwer festzustellen, da das ausgewaschene, feine Material sich auf derselben ebenen Fläche ausbreitete¹⁾. Typische und leicht erkennbare Sedimente, wie Bänderton, findet man nur in tieferen Becken. Durch Kombination aller Spuren und Merkmale kann man dennoch eine bestimmte Gewissheit erlangen.

Im Folgenden betrachten wir eingehender die Ausdehnung und die Strandbildungen des spätglazialen Meeres auf der nordostestländischen Küstentafel, indem wir mit den obersten, d. h. ältesten beginnen.

Unausgewaschene, lehmige Moräne, die man für supraaquatisch halten könnte, findet man in grösserer Ausdehnung auf der Platte von Kohtla-Jöhvi, wo sie über einem Niveau von 58 m bis 60 m ü. d. M. gelegen ist. Von N und NE wird die Platte von einer fortlaufenden, wenn auch verhältnismässig sanft geböschten Stufe begrenzt. Die Abhänge und der Fuss der letzteren sind mit ausgewaschenem Geröll und Sand bedeckt, ähnlich wie es an dem Strand gewöhnlich zu sehen ist. In dieser Stufe streichen die Brennschieferschichten der Kukruse-Stufe aus. Die Gruben, die zum Abbau des Brennschiefers angelegt worden sind, weisen an einigen Stellen gute Profile auf, an welchen man die Auflagerung des Gerölls und Sandes auf der Felsstufe gut verfolgen kann. Beim Gut Kukruse fand Schmidt zusammen mit Holm „eine grosse Mannigfaltigkeit von Süsswassermuscheln“, die in lehmigem Geröll unter einer Torfschicht lagen²⁾. Die Arten sind von Schmidt nicht näher angeführt worden.

Der Fuss der Stufe senkt sich allmählich von NW nach SE von 61 m bis auf 58 m ü. d. M. Verfolgen wir auf der Karte diese Niveaulinie weiter nach SE, so sehen wir, dass sie bei Kurtna und Illuka mit den Randbildungen von Iisaku-Illuka zusammenfällt. Die Stufe ist also zum Peipsi-Becken offen und ist als eine Strandbildung des Peipsi-Eissees zu deuten. Der südliche Teil des Höhenzuges von Iisaku schob sich damals in Gestalt

1) Vgl. auch S. 62.

2) Fr. Schmidt, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVII, 1885, S. 542.

einer langen, schmalen Nehrung in den See hinein, und an den Abhängen des Rückens müssten sich auf dem entsprechenden Niveau gleichfalls Stufen oder andere Spuren des Wasserstandes finden. Weiter nach W verläuft diese Niveaulinie ungefähr über Uhe und Mäetaguse, lässt einen Teil des Höhenzuges von Mäetaguse als Insel weiter im S zurück und wendet sich dann über Kiikla, Võrnu und Ereda nach N. Ob hier irgendwo deutliche Strandbildungen vorhanden sind, ist mir persönlich nicht bekannt. Nach der Karte zu urteilen, könnte man sie nur an den steil aufsteigenden Rücken von Iisaku und Mäetaguse erwarten. Nördlich von Ereda habe ich das Gebiet wiederum selbst durchwandert. Beim Dorf Kohtla befindet sich in einer Höhe, die ungefähr der Järve-Jõhvi Stufe entspricht, eine Reihe niedriger Rücken, die an Strandwälle erinnern. Die nordwestlichen Abhänge der Rücken sind steiler und sehen aus, als wären sie von einer späteren Abrasion umgestaltet worden; die südöstlichen Abhänge dagegen sind sanft geböscht. Die Rücken bestehen aus recht grobem Kalkgeröll (Steine mit einem Durchmesser von 20—50 cm), das mit feinerem Grus und tonigem Sand vermischt ist. Der nordwestliche Fuss der Wälle liegt ungefähr 59 m ü. d. M., der Scheitel des höchsten Walls erhebt sich bis 62 m ü. d. M. (bei der Windmühle). Weiter im N steigt die Erdoberfläche vom Becken des Hiie-soo in der Richtung der Jõhvi-Platte allmählich und flach an, ohne irgendeine schärfere Grenze in Gestalt von Stufen oder Wällen zu bilden. Am Rande des Weges von Kohtla nach dem Dorf Järve befindet sich eine kleine Kiesgrube, in welcher geschichtetes Geröll und Sand aufgeschlossen sind. Augenscheinlich verläuft die Strandlinie hier in der Nähe. Eine deutlicher ausgebildete Stufe tritt erst an der Landstrasse, beim Dorf Järve, auf und setzt sich von hier aus ununterbrochen bis nach Jõhvi fort.

Diese von Strandbildungen umsäumte supraaquatische Landfläche wird auf allen Seiten von flachen Becken umgeben, die meist eine sandige oder ausgewaschene Bodendecke besitzen. Stellenweise kommt auch die blossgelegte Kalksteinfläche zum Vorschein, z. B. im NW vom Dorf Järve. Weiter im SE, in der Richtung nach dem Peipsi, dort wo das Becken tiefer ist, tritt auch Bänderton auf.

Eine moränige, wenn auch nicht so deutlich ausgewaschene Bodendecke, die man für supraaquatisch halten könnte, befindet

sich stellenweise auf den höheren Teilen der Küstentafel auch unterhalb der beschriebenen Grenze. Das sehen wir an den höheren Stellen des Tafelrandes, von Saka beginnend über Ontika und Valaste bis Martsa, weiter bei Oru, Voka, Künnapää und Päite, sowie mehr von der Küste entfernt, auf der Maidli-Platte, zwischen Maidli, Uniküla und Aidunõmme. Diese Flächen werden auch von mehr oder weniger deutlichen Strandbildungen — Geröllwällen, Sandflächen, Dünen, Abrasionsterrassen u. a. — begrenzt. Diese Bildungen sind an den dem Meere oder den Talmündungen zugekehrten NW- und NE-Rändern viel deutlicher ausgebildet; die genannten Ränder sind wegen des Fallens der Schichten des anstehenden Gesteins auch höher und steiler. Am Küstenkliff aber sind die Spuren beim Zurückweichen der Küste vernichtet worden.

Weiter würden in dasselbe Niveau, d. h. in dieselbe Bildungsperiode, auch die langen, geraden oder in Bogen verlaufenden Geröllwälle und Wallreihen im westlichen Teil des Gebiets, bei Iila, Koogu, Rannaküla und Kõrgküla, gehören. Diese wurden schon von Schmidt erwähnt¹⁾. Ebenso sehen wir im östlichen Teil des Gebiets — an den Südabhängen der Vaivaru'schen Berge — Terrassen, Strandgeröll und Sand auftreten. Der Hauptteil der Laagna'schen Berge wird von einem langen, verzweigten Geröllwall gebildet. Am nördlichen Rand des Kirchhofs von Iivanilinna in Narva befindet sich eine deutlich ausgebildete Abrasionsterrasse.

Diese Gebilde liegen im W ungefähr 59 m, im E 33—34 m ü. d. M. Von ihnen hat schon Hausen den Wall von Laagna und die Stufe von Iivanilinna (Iwangorod) erwähnt²⁾, hat aber ihre Höhe ungenau auf 35 m resp. 30 m ü. d. M. geschätzt, während sie in Wirklichkeit in einer Höhe von 38 m und 33—34 m liegen.

Die beschriebenen Strandbildungen liegen nicht in einer fortlaufenden Reihe, sondern sind besonders bei den Talmündungen unterbrochen, wo die damalige Wasserfläche in Gestalt einer Bucht weit nach S vorgedrungen war. Durch die Talungen von Pühajõgi und Voka-Konju, und auch weiter im E, hat diese Wasseransammlung mit dem Peipsi-Eissee in Verbindung

1) Fr. Schmidt, Bull. de l'Ac. St-Pét. VIII, 1865, S. 348. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVI, 1884, S. 265.

2) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 102.

gestanden, dessen Spiegel die entsprechende Höhe gehabt haben muss (5—10 m über dem jetzigen Niveau).

Einige m niedriger tritt eine zweite Serie von Strandbildungen auf, die besonders in den Talmündungen in Gestalt von deutlich ausgebildeten Stufen, stellenweise auch von Wällen, dastehen. In dieses Niveau gehören auch die deutlichen Abrasionsterrassen am nördlichen Fuss der Vaivaru'schen und Laagna'schen Berge, die bisher für die höchste marine Grenze gehalten wurden¹⁾. Es gibt aber noch Strandbildungen in einem beträchtlich höheren Niveau, wie auf S. 132 u. 133 hervorgehoben wurde.

Nun folgt das hohe, steile Kliff, das meist als rezentcs Abrasionskliff dasteht und sich nur stellenweise — auf einer längeren Strecke nur im E des Gebiets — von der Strandlinie entfernt und die Gestalt des Ruhekliffs angenommen hat, das eine alte Strandbildung darstellt. Der Fuss dieses Ruhekliffs liegt bei Türsamäe und Kannuka 12—13 m ü. d. M. und senkt sich zum Narva-Fluss hin bis auf 10 m. Auf der Küstenebene von Narva-Jõesuu äussert sich diese Strandlinie in Gestalt einer Reihe von Dünen und Sandwällen, die sich vom Dorf Oovi bis zum Dorf Riigi am Narva-Fluss hinziehen²⁾.

Unten folgt eine tabellarische Zusammenfassung aller erwähnten Strandbildungen, angefangen von den westlichen, d. h. am höchsten gelegenen, jede Höhengserie gesondert für sich (A, B, C, D). Die Höhen sind meistens der topographischen Karte 1:42000 entnommen, zum Teil aber von mir nivelliert worden. Überhaupt sind die Höhenwerte nur annähernd und geben den Stand des Wasserspiegels nicht direkt an.

Zur bequemerem Übersicht tragen wir diese Höhen graphisch, nach dem Vorbild von W. Ramsay³⁾, in ein rechtwinkliges Koordinatensystem ein (Fig. 12). Die Isobasenrichtung wird von den in einer gleichen Höhe gelegenen und als

1) Fr. Schmidt, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. XXXVI, 1884. — H. Hausen, Oberflächenformen, S. 102.

2) H. Hausen, ebenda S. 114. — Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den Russischen Ostseeländern, Fennia 34 № 2, Helsingfors 1913, S. 58.

3) W. Ramsay, Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området. Fennia 47 № 4, Helsingfors 1926, S. 17.

Alte Strandbildungen im Bereich der nordost- estländischen Küstentafel:

Ort und Ausbildung:

Höhe ü. d.
M. m

A.

- | | |
|--|-------|
| 1. Varudi, W vom Padajõgi, Terr. | 64 |
| 2. Kukruse, Terr. | 60—61 |
| 3. Kohtla, Wälle | 59 |
| 4. Jõhvi, Terr. | 58—59 |

B.

- | | |
|--|-------|
| 5. Iila, zwischen Kunda und Kalvi, oberer Wall . . | 59 |
| 6. Koogu-Rannaküla-Kõrgküla, Wälle . . | 54—55 |
| 7. Saka, Wall | 52—53 |
| 8. Martsa, Wall | 48—49 |
| 9. a) Voka, Wall | 45—46 |
| b) Maidli-Aidunõmme, Strandbildungen
(Terrasse, Wälle, Dünen) | 45—46 |
| 10. Konju, Wälle | 44 |
| 11. Päite, Wall | 43 |
| 12. Vaivaru, obere Terrasse an den Blaubergen . . | 38—39 |
| 13. Laagna, Wall | 38 |
| 14. Narva-Iivanilinna, Terr. | 33—34 |

C.

- | | |
|--|-------|
| 15. Iila, unterer Wall | 53—54 |
| 16. Koila-Kalvi, Wälle | 51 |
| 17. Rannaküla, Terr. | 47 |
| 18. V.-Kõrgküla, Terr. | 46 |
| 19. Purtse, Wall | 47 |
| 20. Hiemägi von Purtse, obere Terrasse . . | 44—45 |
| 21. Jäbara-Moldova, Wall und Terr. | 44 |
| 22. Toila, Terr. | 39 |
| 23. Konju, Terr. und Wälle | 37 |
| 24. Vaivaru-Laagna, Terrasse am nördlichen Fuss
der Berge | 33—34 |

D.

- | | |
|--------------------------------|----|
| 25. Kannuka, Terr. | 12 |
| 26. Pimestiku, Terr. | 11 |
| 27. Oovi-Riigi, Wall | 10 |

synchron (isochron) angenommenen Strandbildungen bei Maidli-Aidunömmen und Voka (B, 9a und b) bestimmt.

So erhalten wir vier voneinander deutlich getrennte Niveaus, die sich ziemlich gleichmässig von links nach rechts, d. h. von W nach E, oder richtiger in der Richtung perpendicular zum Isobasenverlauf, von NW nach SE neigen. Eine kleine Krümmung im zweiten und dritten Niveau kann durch eine Ungenauigkeit in der Darstellung entstanden sein, da der Abstand der Isobasen als konstant angenommen wurde, während er sich in Wirklichkeit nach NW zu verringern kann. Schwerer sind die Schwankungen der Niveauabstände und das Auseinandergehen, d. h. der nicht parallele Verlauf, der Niveaulinien zu erklären. Z. B. beträgt der Abstand der Niveaus A und B im W 7—8 m, im E aber wächst er bis auf 18 m an. Ebenso beträgt der Abstand zwischen dem zweiten und dritten Niveau im W und E 5—6 m, in der Mitte aber 8 m. Man muss annehmen, dass entweder in der Bildungszeit der verschiedenen Niveaus

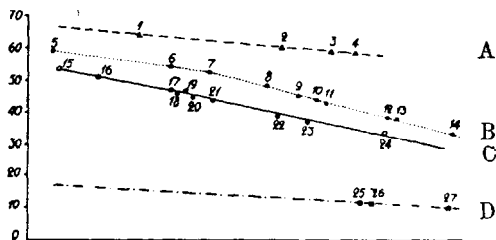


Fig. 12.

Richtung und Abstand der Isobasen verschieden gewesen sind, d. h. dass der Hebungsgradient sich mit der Zeit verändert hat¹⁾, oder dass wir Punkte zusammengestellt haben, die verschiedenen Bildungsperioden angehören. Bei der Richtigkeit der letzteren Annahme würde das zweite und dritte Niveau in eine Serie mehrerer unterbrochener Niveaufolgen zerfallen, was aber wenig wahrscheinlich ist.

Allen Anzeichen nach hat sich der Ostseespiegel nach dem Zurückweichen des Landeises gleichmässig oder in wechselndem Tempo, und vielleicht mit Schwankungen in der entgegengesetzten Richtung, bis zum jetzigen Stande gesenkt, und im Laufe dieser Zeit hat sich mindestens dreimal ein Stillstand oder sogar eine Transgression eingestellt. Einen jeden solchen Stillstand oder eine jede Transgression finden wir in der entsprechenden Höhe durch eine Reihe von Strandbildungen gekennzeichnet. Wir wollen

1) W. Ramsay, a. a. O. S. 45.

nun sehen, ob es möglich ist, diese Niveaus mit den in anderen Gegenden der Ostseeküste festgestellten Niveauserien in Einklang zu bringen, um das Alter und die Stellung unserer Niveaus in der spät- und postglazialen Entwicklungsgeschichte der Ostsee zu bestimmen.

Jetzt wird fast von allen fennoskandischen Quartärgeologen, welche die Entwicklungsgeschichte des Baltikums untersucht haben, angenommen, dass bis zum Ende der gotiglazialen Zeit De Geers der S- und SE-Teil des vom Eis frei gewordenen Ostseebeckens von dem sog. Baltischen Eissees eingenommen wurde, welcher in einer bedeutenden Höhe ü. d. M. lag. Wie gross die Stauung war, darüber gehen die Meinungen noch auseinander. Munthe¹⁾ schätzt sie auf mehrere zehn m, während andererseits nach der Annahme von Sauramo²⁾ die Stauung, wenigstens vor der vermuteten endgültigen Abzapfung des Eissees, minimal war. Letztere sei an der Nordspitze von Billingen zustande gekommen. Der Eisrand befand sich zu jener Zeit in Finnland schon nordwestlich von dem inneren Salpausselkä³⁾; der Finnische Meerbusen war also dann bereits vollständig eisfrei. Die früher vermutete zeitweilige Vereinigung des Baltischen Eissees mit dem Weissen Meer ist jetzt als irrtümlich abgelehnt worden⁴⁾. Folglich müsste das höchste, durch Strandbildungen markierte Niveau innerhalb der ganzen Ausdehnung der Süd- und Südostküste der Ostsee — die Nordküste des Finnischen Meerbusens mit einbegriffen — dem Baltischen Eissees angehören. Ob es mit dem Niveau A unseres Gebiets identisch ist, ist auf Grund der auf der nordostestländischen Küstentafel gemachten Beobachtungen allein schwer zu entscheiden. Weite Gebiete wurden nämlich vom Peipsi-Eissees bedeckt, der solange eine besondere und auf einem höheren Niveau, als der spätere Baltische Eissees, gelegene Wasserfläche darstellte, bis der Eisrand sich von den höheren, supraaquatischen Gebieten Nordestlands zurückzog, ungefähr der Phase 5 von Hausen⁵⁾ entsprechend. Ob das Niveau A sich vor oder nach die-

1) H. Munthe, G. F. F. 32, 1910; 46, 1924, S. 172.

2) M. Sauramo, Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande 60, Helsinki 1923, S. 125.

3) M. Sauramo, G. F. F. 48, 1926, H. 1, S. 65.

4) H. Munthe, G. F. F. 46, 1924, S. 172.

5) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 68.

sem Stadium gebildet hatte, d. h. ob es zum Peipsi- oder zum Baltischen Eissees gehört, kann man erst dann entscheiden, wenn die Ausdehnung der entsprechenden Strandbildungen nach W bis zur endgültigen Abzäpfungstelle des Peipsi verfolgt worden ist.

Wenn man annimmt, dass dieses höchste Niveau noch dem Peipsi-Eissees angehört, dann müsste man das Niveau B zum Baltischen Eissees rechnen, und der Wasserstand des Peipsi wäre dementsprechend beim Übergang zum Baltischen Eissees um 10 bis 15 m gesunken. Die Abzäpfung kam augenscheinlich allmählich durch die Abflusswege im W und SW des Gebiets zustande. Dem zurückweichenden Rande des Landeises folgte eine intensivere Hebungswelle, und infolgedessen vermochten sich die östlichen Gegenden noch vor dem Vordringen des Baltischen Eissees stärker zu heben, wodurch möglicherweise das Divergieren der Niveaus A und B in der Richtung nach SE zu erklären ist.

Das Niveau C würde die höchste marine Grenze darstellen. Der Abstand B—C (6—8 m) zeigt dann den Betrag der Senkung des Baltischen Eissees. Im gegebenen Fall ist es von geringerer Bedeutung, ob die Abzäpfung eine plötzliche war, wie es Munthe, Johansson, Lundqvist u. a. annehmen, oder ob sie, wie Sauramo meint, langsam vor sich ging. Für ein allmähliches Sinken scheint die Tatsache zu sprechen, dass in der Höhe des Niveaus C Schwankungen vorkommen, die auf eine geringe Verschiedenheit der Bildungszeit hinweisen können. Ausserdem sind zwischen den Niveaus B und C hier und da unterbrochene und undeutliche Spuren von Strandbildungen zu finden, die in der Tabelle und im Diagramm nicht wiedergegeben sind.

Das unterste Niveau D ist sicher und zweifellos die Litorina-Grenze, wofür es auch Hausen¹⁾, Ramsay²⁾ u. a. gehalten haben.

Alle möglicherweise vorhandenen dazwischenliegenden Niveaus, wie dasjenige des Ancylus-Sees, fehlen der nordostländischen Küste³⁾ und sind augenscheinlich später wegabradiert worden. Nur hier und da sind kleinere unzusammenhängende

1) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 114. — Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen, S. 58.

2) W. Ramsay, G. F. F. 42, 1920, S. 243 und Fennia 47 № 4, 1926.

3) H. Hausen, Oberflächenformen, S. 108.

Überreste zu finden, aus denen man ein fortlaufendes Niveau nicht konstruieren kann. So befindet sich bei der Stufenfläche von Purtse, in der westlichen Tafelstufe, ein deutlicher Stufenabsatz, dessen Fuss 31 m ü. d. M. liegt. Ebenso befindet sich in den Abhängen des „Hiemägi“ von Purtse eine weniger deutliche Stufe, in einer Höhe von 32–35 m ü. d. M. An der östlichen Tafelstufe der Stufenfläche, bei Moldova und Aa, fehlt dieses Niveau. Hier befindet sich die Stufenfläche selbst in einer Höhe von 32–35 m, und die gesuchte Stufe würde also mit dem Küstenkliff zusammenfallen; sie ist vom zurücktretenden Kliff abgeschnitten worden. Nach der Höhe zu schliessen, müsste dieses Niveau von 30–35 m der Grenze des Ancylus-Sees entsprechen. Einen endgültigen Schluss kann man natür-

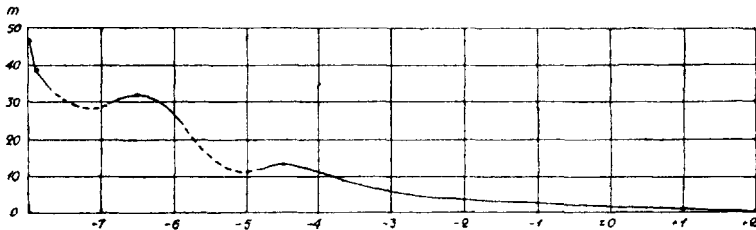


Fig. 13.

lich auf Grund dieser mangelhaften Tatsachen allein noch nicht ziehen.

Am grössten Teil der Küste ist auch das Litorina-Kliff infolge der immer weiter fortschreitenden Abrasion zerstört worden. Am Ende der postglazialen Zeit war die Hebung so gering geworden, dass sie mit der fortschreitenden Abrasion nicht mehr Schritt halten konnte¹⁾.

Den allgemeinen Verlauf der Niveauveränderungen an der nordostestländischen Küste könnten wir nach dem Vorbild von

1) Meine Schrift war schon im Druck, als ich den oben erwähnten Aufsatz von W. Ramsay (Fennia 47 № 4, 1926) erhielt. Die Spuren der von Ramsay angenommenen postlitorinalen Transgression sind auch an der nordostestländischen Küste an einigen Stellen zu finden, nämlich im E des Gebiets, wo das Litorina-Kliff noch vorhanden ist. Die Strandbildungen dieser zweiten postglazialen Transgression in Gestalt von Sand- und Geröllwällen — bei Türsamäe, Pimestiku, Meriküla und Narva-Jõesuu — liegen hier in einer Höhe von 6–7 m ü. d. M., was ungefähr 60% von der Höhe der Litorina-Grenze ausmacht.

A. G. Högbom¹⁾ auch graphisch darstellen (Fig. 13). Die Stützpunkte der Kurve sind: die Abzäpfung des Baltischen Eissees ungefähr um 8000 v. Chr.²⁾, die Ancylus-Transgression ungefähr um 6500 v. Chr. (auf Grund der vorher angeführten mangelhaften Strandbildungen schätzen wir ihre Höhe auf 32 m), die Litorina-Transgression 4500 v. Chr.³⁾ und die rezente Hebung 0,1 m pro Jahrhundert⁴⁾. Weiter nehmen wir nach Munthe an, dass der Meeresspiegel vor der Ancylus- und Litorina-Transgression jedesmal einen niedrigeren Stand hatte. Da der letztere nicht genauer festgestellt ist, so stellen wir diese Abschnitte der Kurve durch eine gestrichelte Linie dar. Die Abzäpfung des Baltischen Eissees ist durch eine geneigte Linie angedeutet, im Einklang mit der Annahme, dass diese Abzäpfung allmählich vor sich ging.

Betrachten wir nun die Folgen, welche die oben besprochenen Niveauveränderungen in der Entwicklung der Gewässer, der Täler und der Küste mit sich brachten.

4. Die Folgen der Niveauveränderungen.

Als das Landeis sich von der nordostestländischen Küstentafel zurückzog, blieb der grösste Teil der letzteren vom Peipsi-Eissee überflutet (Fig. 14). Aus der ausgedehnten Wasserfläche ragten nur die Kohtla-Jöhvi-Platte und die marginalen Rücken von Iisaku-Illuka und Mäetaguse-Selli in Gestalt von Landzungen und Inselketten hervor.

Indem das Niveau des Peipsi-Sees sich allmählich in die Ebene des Baltischen Eissees senkte, verrann vermutlich ein Teil des Wassers durch die westlichen und südwestlichen Abflüsse, während der andere Teil sich in die alten, präglazialen Talungen und Senken nach N ergoss, die infolge des hohen Wasserstandes breite Sunde darstellten. Eine eigentliche Talbildung hatte zu jener Zeit noch nicht begonnen. Die mit Wasser angefüllten Einsenkungen der Tafelfläche entleerten sich

1) A. G. Högbom, Bull. Geol. Inst. Upsala, Vol. XVI, 1919, S. 169.

2) Das ist der Beginn der finiglazialen Zeit, für den G. De Geer neuerlich (Ymer 1925, H. 1) die Zeit vor 9774 Jahren oder rund 8000 v. Chr. angesetzt hat.

3) W. Ramsay (Fennia 47 № 4, S. 45—46) nimmt für diese Zeitpunkte etwas abweichende Werte an.

4) R. Witting, Fennia 39, Helsingfors 1918, S. 274.

teilweise, seichte Stellen begannen zu verwachsen, und über den Wasserspiegel stiegen neue Flächen empor. Die Platte von Kohtla-Jõhvi erweiterte sich nach N bei der jetzigen Kliffküste von Ontika-Martsa zu einem breiten Vorsprung. Neue Landflächen erschienen bei Koogu-Rannaküla, Maidli-Aidunõmme, Voka, Konju und Päite. Weiter im E traten die Vaivaru- und

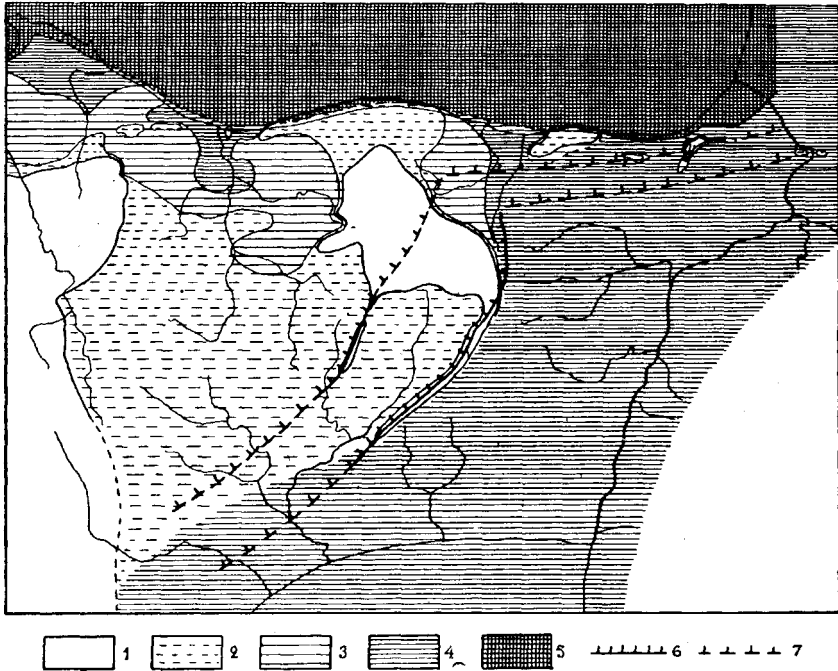


Fig. 14.

1 — die über dem Niveau A (Tabelle S. 136 und Fig. 12, S. 137) liegenden supraaquatischen Flächen; 2 — die bei der Senkung des Peipsi-Eissee auf das Niveau des Baltischen Eissee trocken gelegten Flächen; 3 — die bei der Senkung des Baltischen Eissee zur höchsten marinen Grenze trocken gelegten Flächen; 4 — die während der Regression des spät- und des postglazialen Meeres trocken gelegten Flächen; 5 — die bei der Litorina-Transgression überfluteten Gebiete; 6 — durch marginale Bildungen angedeutete Eisrandlage; 7 — vermutete Eisrandlage.

Laagna-Berge als Inseln hervor. Die Sunde, die den Peipsi-See an der Stelle der alten Talungen mit dem Baltischen Eissee verbunden, wurden schmaler, zuerst bei dem Purtse und dem Pühajõgi, während im E noch die freie Verbindung bestehen blieb. Nach der Abzäpfung des Baltischen Eissee bis zum Niveau des

spätglazialen Meeres hatten sich die westlichen Sunde soweit verengt, dass wir von dem Beginn einer Talbildung sprechen können.

a) Das Purtse-Tal.

Im W unseres Gebiets zog sich die Strandlinie des spätglazialen Meeres erst längs der Landstufen von Koogu-Rannaküla-Kõrgküla bis nach Purtse hin, während Aseri sich in Gestalt einer Halbinsel weiter nach N und NE zu erstreckte. Bei der Purtse-Talung dehnte sich eine Bucht nach S bis Maidli und ungefähr bis zum Gut Kohtla aus. Die zwischen Jäbara und Purtse gelegene Mündung desselben war schmal und deutlich umgrenzt, die Bucht erweiterte sich aber im S allmählich zum flachen See oder zur Lagune mit undeutlicher Strandlinie; die tiefste Stelle lag bei dem jetzigen Hiie-soo. Im S stand diese Wasseransammlung bei dem jetzigen Uando-Fluss (einem Zweig des Oberlaufes des Purtse) und den diesen umgebenden Morästen mit dem Peipsi in Verbindung. Das Meer bedeckte auch die ganze Stufenfläche von Purtse, nur der obere Teil des Hiimägi ragte als Insel aus der Wasserfläche hervor.

Am nördlichen, der Brandung ausgesetzten Rande der Küstentafel bildete sich eine deutliche Strandlinie: bei Kõrgküla und Moldova eine steile Abrasionsterasse, beim Dorfe Purtse und Jäbara aber, wo die südlich einfallenden Kalksteinschichten unter den Wasserspiegel zu liegen kamen, nach S gebogene Strandwälle. Die weite, flache Lagune war vor der Brandung geschützt und wuchs von den Rändern aus allmählich zu. Nur auf der direkt der Lagunenmündung gegenüber liegenden Platte von Maidli-Aidunõmme sind deutlichere Strandaufschüttungen in Gestalt von Geröllwällen und Dünen zu sehen. Die in die Lagune mündenden Gewässer lagerten hier reichlich Sand ab, welcher vom ausströmenden Wasser weiter zur Mündung der Bucht getragen wurde und die vor der Mündung gelegene Stufenfläche als mächtige Deltabildung bedeckte. Die Oberfläche der letzteren erreicht heute eine Höhe von 40 m ü. d. M., d. h. sie befand sich 4—5 m unter dem damaligen Meeresspiegel. Der Hiimägi teilte das Delta in zwei Arme.

Infolge des fortwährenden Sinkens des Meeresspiegels begann das Delta über den Meeresspiegel emporzusteigen, und das sich ins Meer ergießende Wasser fing an, eine Ravine in die Deltabildung einzuschneiden. Die Talbildung begann augen-

scheinlich bei der schmalen Mündung zwischen Purtse und Jäbara, und das Wasser nahm seinen endgültigen Verlauf durch den im W vom Hiemägi befindlichen Arm, während der östliche allmählich zugeschüttet wurde und zuwuchs. In dem Masse wie die Lagune zusammenschrumpfte und sich entleerte, schritt das Einschneiden des Tals weiter nach S fort, und schliesslich hatte sich das Tal in seiner ganzen Ausdehnung vom Meer bis zum Peipsi ausgebildet. Den Verlauf desselben bestimmten die teils von W, teils von S einmündenden Gewässer (bei dem jetzigen Uuemõisa- und Hirmuse-Bache). Die tiefste Stelle der Lagune trennte sich in Form eines Sees ab, durch dessen Verwachsen sich der jetzige Hiie-soo gebildet hat. Den Abfluss dieses Sees bildete wenigstens am Anfang der Roodu-Fluss.

Indem die Erosion fortschritt, arbeitete sich das Tal schnell

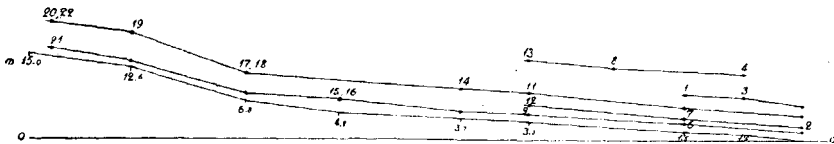


Fig. 15.

Die Längsterrassen des Purtse-Tals. Die Nummer beziehen sich auf der Tabelle S. 30.

durch die leicht erodierbare Sanddecke hindurch, drang zum liegenden Untergrund vor und begann sich allmählich in diesen zu vertiefen. Hier scheinen Klüfte und andere weniger widerstandsfähige Stellen des Untergrundes den Gang der Erosion gelenkt zu haben, da das Tal sich nicht frei schlängelt, sondern einen aus mehr oder weniger geraden Abschnitten gebildeten Verlauf nimmt.

Mehr ungehindert hat sich der Mündungsteil des Tals entwickelt, wo das Gefälle des Flusses ein stärkeres und die Erosion dementsprechend intensiver ist, und wo der Untergrund aus weniger widerstandsfähigem Sandstein besteht. Hier hat sich auch der spätere Entwicklungsgang des Tales deutlich in Gestalt von Talterrassen, alten verlassenen Schlingen und Umlaufbergen dokumentiert.

Zeichnen wir ins Längsprofil des Unterlaufs des Purtse-Flusses (Fig. 15) nach den Daten der Tabelle S. 30 die Talterrassen ein, so sehen wir, dass sie hauptsächlich in zweierlei Höhe

vertreten sind: 4, 5—6 m und 1,5—2,5 m über dem gegenwärtigen Fluss Spiegel, und weisen so auf zwei Entwicklungsstadien des Tals und des Flussbetts hin. Eine jede der beiden Stufen bezeichnet einen bestimmten, längere Zeit anhaltenden Stand der Erosionsbasis. Dabei kann man beobachten, dass die obere Stufe von der Mündung aus aufwärts von 4 m auf 6 m ansteigt, während die untere eine rezente Flutsohle darstellt und mehr oder weniger in gleicher Höhe bleibt. Die obere Stufe ist dort am höchsten, wo heute das Gefälle am stärksten ist, und das Ansteigen derselben ist nicht allein eine Folge des gleichmässigen Eintiefens des Flussbetts infolge des Sinkens der Erosionsbasis, sondern auch eine Änderung im Längsprofil — und zwar das Zurückschreiten des Ortes stärksten Gefälles flussaufwärts — ist hierbei massgebend gewesen. Ausserdem finden wir im Tal noch in einzelnen Abschnitten andere Niveaus, die 3—3,5 m, 6,7—7 und 9—10 m über dem Fluss Spiegel liegen. Diese Niveaus entstammen einem älteren Entwicklungsstadium, und sind in ihrem ununterbrochenen Verlauf später durch den Fluss abgetragen und aus dem Zusammenhang gebracht worden.

Auf Grund dieser Daten erhalten wir folgende Vorstellung vom Entwicklungsgang des Flusstals. Das Flussbett befand sich 9—10 m über dem heutigen Fluss Spiegel und nahm bis zu der Schlinge 10—12¹⁾ ohne grössere Abweichungen ungefähr die heutige Lage ein. Bei der erwähnten Schlinge bildete es einen Bogen nach W. Von letzterem hat sich nur der 8—9 m hohe Umlaufsberg 10 erhalten. Der Bogen selbst hat sich später bis auf die Höhe von 4,5 m vertieft. Von hier aus wandte sich der Fluss nach E (wovon keine Spur mehr zu sehen ist), um sich dann wieder dem W zuzukehren. Von letzterer Biegung zeugt die ungefähr 10 m hohe Stufe 8 und der im Mittel gleichfalls 10 m hohe westliche Teil des Umlaufsbirges 4. Für eine weitere Spur könnte man die 6—7 m hohe Stufe 1 halten. Hier befand sich wahrscheinlich schon die damalige Flussmündung.

Infolge des fortlaufenden Sinkens der Erosionsbasis vertiefte sich das Tal immer mehr und blieb längere Zeit auf der Höhe von 4—6 m stehen. Wie schon gesagt, lag damals der Ort stärksten Gefälles der Mündung näher und das Gefälle war an dieser Stelle wahrscheinlich stärker als es augenblicklich ist.

1) Die Ziffern beziehen sich auf die Karte Fig. 4, S. 29.

Von diesem Stadium haben sich eine Reihe von Talsohlenleisten in Gestalt von Längsterrassen erhalten, welche uns den Flusslauf im allgemeinen zu rekonstruieren gestatten. Sich schwach windend und abwechselnd im W und E Prallhänge bildend, zog der Fluss ungefähr in der heutigen Richtung und Lage bis zur Schlinge 12 dahin, wo er die schon früher vorhandene Schlinge zu vertiefen begann und einen Umlaufsberg mit dem 4,5 m hohen westlichen Teil 11 bildete. Von hier wandte er sich nach E und dann von neuem nach W, den ca 6 m hoch gelegenen Grund der heutigen Schlinge 3 bildend. Weiterhin beschrieb der Fluss noch einmal einen Bogen im W, erodierte dabei den steilen Abhang der Sohle 2 und mündete schliesslich in nordwestlicher Richtung ins Meer.

In das eben beschriebene Bett schneidet sich ein sekundäres Bett ein, das beim anhaltenden Sinken der Erosionsbasis und bei dem Ausgleich und Rückschreiten des Gefälles entstanden ist, und heute noch in seinen allgemeinen Zügen besteht. Da die Sohle der Schlinge 3 ca 6 m hoch — was verhältnismässig viel ist — geblieben ist, muss diese Schlinge sich am frühesten vom Flusslauf getrennt haben. In Verbindung damit steht wahrscheinlich die Bildung der gegenüberliegenden 3 m hohen Sohle. Verhältnismässig spät vollzog sich die Abtrennung der Schlinge 12, weil ihr Grund fast in der gleichen (2,5—3 m betragenden) Höhe mit der heutigen Sohle liegt. Nach dem Durchbruch der Schlinge prallte der Fluss gegen den Sporn 8, begann diese intensiv zu erodieren und zurückzudrängen und bildete dabei an dieser Stelle die niedrige Sohle 9. Nachdem der Strom den Sporn 8 umgangen hatte, erodierte er den Umlaufsberg 5 und die südliche Mündung der ihn umgebenden Schlinge. Hier bildete er eine kleine Stufe aus und prallte dann gegen den östlichen Talhang 2. Die 2—3 m hohe Sohle am Fuss der letzteren stammt aus dieser Zeit.

Jetzt hat sich der Fluss während seines normalen Standes (im Sommer) von den Sohlen 9, 7 und 2 vollständig zurückgezogen, diese haben sich meist schon mit üppigem Grase und Gesträuch bedeckt, trotzdem das Frühlingshochwasser sie noch überschwemmt und mit Geröll überschüttet. Im entgegengesetzten Sinn, zerstörend und fortführend, arbeitet heute der Fluss am westlichen, steilen, der Stufe 14 gegenüberliegenden Abhang und an dem südöstlichen Rande der Terrasse 8. Auch

ist die letzte Schlinge vor der Mündung zwischen den Sohlenleisten 1 und 2 eine verhältnismässig junge Bildung, und die Erosion ist an deren steilem Westabhang in schwungvollem Gange.

b) Die Täler des Pühajögi und von Voka-Konju.

Bei der Talung des Pühajögi nahm jener weite Sund im östlichen Teil unseres Gebiets seinen Anfang, welcher im Lauf der ganzen spätglazialen Zeit das Peipsi-Becken zuerst mit dem Baltischen Eisse und dann mit dem spätglazialen Meer verband. Eine deutlicher abgegrenzte Talung bildete sich hier erst, nachdem der Wasserspiegel bis zur marinen Grenze gesunken war und nachdem sich der Rand der Küstentafel zwischen Künnapää und Päite über den Meeresspiegel erhoben hatte, was in die Zeit fällt, in der auch die Purtse-Talung entstand. Die Talung teilte sich bald in zwei Arme — die Talungen des Pühajögi und von Voka-Konju, als die sie trennende Kliffküste von Voka den Meeresspiegel überstieg. Die Strandterrassen in der Mündung der Talungen des Pühajögi und von Voka-Konju, wie auch die Oberfläche der Deltaaufschüttungen, die die Talungen erfüllen, liegen in der gleichen Höhe mit den entsprechenden Bildungen in der Purtse-Talung:

	Der Fuss der Strandterrasse	Die Oberfläche des Deltas
Die Purtse-Talung	44—46 m	40 m
Die Pühajögi-Talung	39 „	34 „
Die Voka-Konju-Talung	37 „	32 „

Zum endgültigen Abflussweg wurde der westliche Arm, die Pühajögi-Talung, während die Talung von Voka-Konju allmählich austrocknete und zuwuchs. Der Rand der Stufenfläche wurde nur von kleinen Bächlein durchschnitten, welche den Quellen an der Tafelstufe entsprangen. Eines derselben hat man später zur Entwässerung einer weiter im S gelegenen sumpfigen Fläche ausgenutzt, indem man es durch einen Graben mit letzterer verband. Das anfänglich kleine Bächlein wurde durch den reichlichen Wasserzufluss zum Voka-Fluss und hat in der Stufenfläche ein tiefes Tal eingeschnitten, das durch die sandigen Deltaaufschüttungen hindurch bis in den aus Sandstein und blauem Ton bestehenden Untergrund dringt. Da also das Tal des Voka-Flusses eine verhältnismässig junge Bildung ist,

so konnten Windungen, tote Schlingen und Längsterrassen sich in ihm noch nicht in grösserem Masse ausbilden.

Das Pühajögi-Tal dagegen hat schon einen längeren Entwicklungsgang durchgemacht, wovon verschiedene Spuren erhalten sind.

Wie aus der Tabelle S. 31 und Fig. 16 ersichtlich, sind bei den Längsterrassen im Mündungsteil des Pühajögi-Tals drei Niveaus vorherrschend, die auf der Höhe von 1,5—3 m, 7,5—8 m und 13—15 m liegen. Von diesen ist das erste eine rezente Flutsohle und gleicht dem entsprechenden Niveau des Purtse-Tals (Fig. 15, Tab. S. 30). Das zweite Niveau könnte man vielleicht mit dem 4,5—7 m hohen Niveau desselben Tals parallelisieren, während das dritte, höchste Niveau einer früheren Ent-

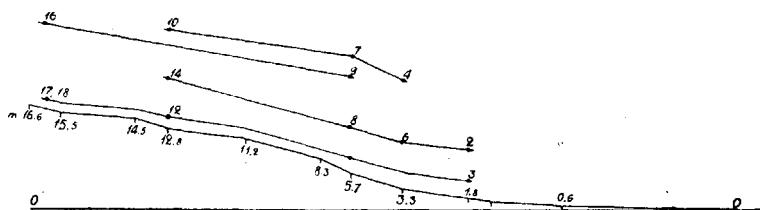


Fig. 16.

Die Längsterrassen des Pühajögi-Tals. Die Nummern beziehen sich auf die Tabelle S. 31.

wicklungsstufe angehört, deren Spuren im Purtse-Tal augenscheinlich verwischt worden sind. Ausserdem sind die Spuren eines vierten, noch höheren Niveaus (der Sporn 7) — 20 m über dem Flusspiegel — zu sehen. Hierher gehören schon die dem Fluss näher gelegenen Teile der Talungssohle, wie die ausgedehnten Schotterfelder beim Dorf Pühajõe und im N und NW vom Gut Pühajõe, die im W durch eine Felsstufe begrenzt sind.

Im Tal des Pühajögi haben später grosse Erdrutsche und Abstürze stattgefunden, die die Spuren der früheren Lage des Flussbetts vernichtet und aus dem Zusammenhang gebracht haben, wodurch die Rekonstruktion des Entwicklungsganges des Flusses erschwert wird. Aus den erhaltenen Spuren kann man nur feststellen, dass der Fluss, nachdem er sich vom 20 m hohen Niveau auf das 15—17 m hohe Niveau gesenkt hatte, bei der heutigen Stufe einen grossen Bogen nach W beschrieben hat, und sich hierauf

von hier nach E wandte (Terrasse 9), um sich dann wieder dem W zuzukehren, wofür die Terrasse 4 spricht. Die Schlinge umschloss den heutigen Sporn 7. Weiter folgte ein Sinken des Flussbetts ungefähr um 8 m, bis zu einer Höhe von 7,5–8 m. und dann ein zweites um 5–6 m, bis es das Niveau der heutigen Flutsohle erreichte.

c) Das Sötke-Tal.

Noch lange nachdem sich die Täler des Purtse und des Pühajögi ausgebildet hatten, befand sich an Stelle des Sötke-Tals ein breiter Sund und herrschte eine freie Verbindung zwischen dem spätglazialen Meer und dem Peipsi-See. Zur Zeit der maximalen Ausdehnung des spätglazialen Meeres stand noch das ganze Gebiet zwischen Päite und den Bergen von Vaivaru unter Wasser. Die höchste marine Grenze befindet sich bei dem Sötke-Tal ungefähr auf der Höhe von 35 m ü. d. M., die Terrassen an den Hängen beim Mündungsteil der Sötke-Talung liegen aber 22 m

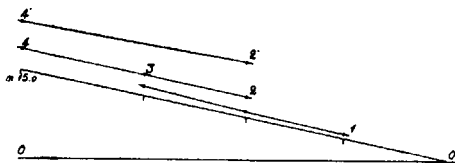


Fig. 17.

Die Längsterrassen des Sötke-Tals. Die Nummern beziehen sich auf die Tabelle S. 33.

und die Oberfläche der Deltaaufschüttungen 19–20 m ü. d. M. Die Bildung des Sötke-Tals hat also merklich später begonnen, wohl ungefähr in einer Zeit, in der im Purtse- und Pühajögi-Tal das Niveau II zur Ausbildung kam, oder ein wenig früher, da die höchsten Terrassen des Sötke-Tals augenblicklich 8–9 m über dem Flusspiegel liegen (Fig. 17). Darauf folgte eine Senkung des Flussbetts um 5–6 m, welche der zweiten Vertiefung des Purtse- und Pühajögi-Tals entspricht (im Pühajögi 5–6 m, im Purtse-Fluss 4–5 m). Die rezente Flutsohle liegt im Sötke-Tal 1–1,5 m über dem Flusspiegel.

Nachdem die Schwelle zwischen dem Finnischen Meerbusen und dem Peipsi trocken gelegt war, nahm der Peipsi seinen Hauptabfluss durch den Narva-Fluss, so dass die zwischen den supramarinen Flächen von Päite, Vaivaru und Laagna gelegenen Meerengen sich nicht zu grösseren Tälern ausbilden konnten. Beim Sinken und Zusammenschrumpfen des Peipsi schnürten sich von ihm in der Nähe des nördlichen Randes der Küsten-

tafel kleinere niedrige Becken ab, die sich durch kurze, in das Küstenkliff eingeschnittene Täler entleerten (Perjatse, Pimestiku, Mammusaare, Utria), am Strande grosse wohlausgebildete sandige Schwemmkegel anhäufend. Später haben sich in diese flachen Muldentäler junge steilwändige Kerbtäler eingeschnitten. Von diesen ist am grössten und tiefsten das Utria-Tal, das sich jetzt zu einem Sohlental auszubilden beginnt.

d) Die Küste.

Der präglaziale Glint lag in einer gewissen Entfernung nördlich von der heutigen Linie des Küstenkliffs. Bei Aseri, Saka und Toila, sowie zwischen Künnapää und Päite, erhob sich der Glint über dem Spiegel des spätglazialen Meeres und wurde von der Abrasion allmählich zurückgedrängt. Das Fortschreiten der Abrasion hinderten nur die fluvialen Aufschüttungen in den Flussmündungen, wo sich das Ruhekliff ausgebildet hat. Die reichlichen Deltaablagerungen des Narva-Flusses schützen den ganzen östlichen Teil der Küste zwischen Türsamäe und Narva. In der Mündung des Narva-Flusses schob sich allmählich eine breite Deltaebene vor, die sich mit der Zeit immer mehr nach W erweiterte. Zur Zeit der Litorinatransgression reichte diese Deltaebene bis zum oben (S. 135) erwähnten Sandwall von Oovi-Riigi. Westlich davon grenzte das Litorinameer an das Küstenkliff an. Zur Zeit der ungefähr 2000 Jahre später erfolgten zweiten postglazialen Transgression¹⁾ hatte sich die Deltaebene des Narva-Flusses schon ungefähr bis nach Meriküla ausgedehnt, und der längs dem Strande noch weiter ausgebreitete Sandstreifen schützte das Kliff bis Pimestiku und Perjatse. Heute beginnt das von der Abrasion angegriffene Kliff erst bei Päite. Auf einer kürzeren Strecke sehen wir das zurückschreitende Kliff auch bei Utria, was im Gegensatz mit dem allgemeinen Charakter dieses Küstenteils steht und wahrscheinlich ein Ergebnis der ausgleichenden Wirkung der litoralen Kräfte ist.

Die an den Talhängen als Terrassen auftretenden Niveaus müssten mit den Transgressionsgrenzen am Strande korrespondieren, während der Eintiefungsperiode des Tals ein schnelleres Fallen des Meeresspiegels entsprechen würde.

Nimmt man für die Flutsohle eine Lage von 1—2 m über

1) Nach W. Ramsay, Fennia 47 № 4, Helsingfors 1926, S. 46.

dem Flusspiegel an, so musste die Litorinatransgression im Purtse-Tal (die Transgressionsgrenze liegt hier 14—15 m. ü. d. M.) durch eine in der Höhe von 16—17 m über dem Flusspiegel gelegene Terrassenserie angedeutet werden.

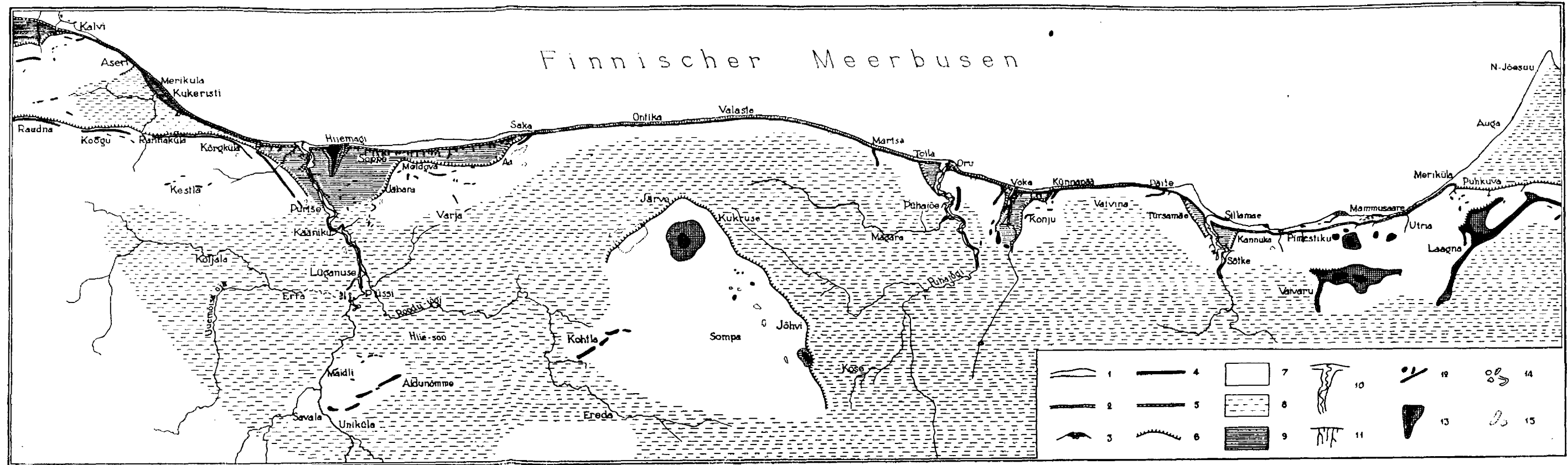
Einige Spuren von solchen Niveaus sind auch in Wirklichkeit vorhanden (Stufe 5, Tabelle S. 30). Viel deutlicher finden wir dieses Niveau im Tal des Pühajõgi, wo die Grenze der Litorinatransgression sich ungefähr 13—14 m ü. d. M. befindet und die entsprechende Terrassenserie in einer Höhe von 15—17 m liegt. Die angenommene zweite postglaziale Transgression wird aber in den Tälern durch keine Terrassenserie angedeutet. Vielleicht könnte das obere Niveau des Sõtke-Tals (8—9 m über dem Flusspiegel) in diese Bildungsperiode gehören, da die Grenze der postlitorinalen Transgression hier in einer Höhe von 7—8 m ü. d. M. liegen müsste. Dagegen tritt in grösseren Tälern ein deutlich ausgebildetes Niveau 5—7 m über dem Flusspiegel auf, welches vielleicht eine dritte postglaziale Transgression (oder wenigstens ein Anhalten der Niveauänderung — einerlei, ob aus isostatischen oder eustatischen Gründen) andeutet, deren „Grenze“ sich hier ungefähr 4—5 m ü. d. M. befunden hätte. Bei meinen Untersuchungsarbeiten legte ich nicht viel Gewicht auf diese subrezentten Strandbildungen, aber jetzt beim Durchsehen des Nivellierungsmaterials finde ich, dass an mehreren Stellen am Strande wirklich ein anhaltend auf der Höhe von 4—5 m verbleibendes Niveau in Gestalt von Wällen oder kleinen Terrassen, besonders in dem vor der Brandung geschützten östlichen Teil der Küste, vorhanden ist.

Berichtigungen.

Seite	Zeile	Statt	Zu lesen
2	3 von unten	„Terra“ 1926 № 1	„Terra“ 1926 № 2
9	1 „ „	„Terra“ 1926 № 1	„Terra“ 1926 № 2
10	4 „ „	H. Hansen	H. Hausen
17	5 „ „	Mereküla	Meriküla
30	3 „ oben	Höhe ü. d. M.	Höhe über dem Flusspiegel
45	13 „ unten	hei	bei
89	14 „ „	(siehe Tabelle S. 90)	zu streichen.

Im Text und auf der Karte Taf. I ist für die Ortsnamen die offizielle estnische Schreibweise benutzt worden. Da in der früheren geologischen und morphologischen Literatur vorwiegend deutsche Ortsnamen gebraucht worden sind, so folgt hier eine Zusammenstellung der auf der Karte Taf. I angeführten Ortsnamen in estnischer und deutscher Schreibweise.

Aa	Haakhof	Mägara	Mäggara
Aidunõmme	Aido-Nõmme	Narva	Narwa
Aseri	Asserin	Narva-Jõesuu	Hungerburg
Auga	Schmetzke	Ontika	Ontika
Ereda	Errides	Oru	Orro
Erra	Erras	Perjatse	Perjatz
Hilemägi	Hilemäggi	Pimestiku	Pimestik
Hile-soo	Hile-Morast	Puhkuva	Puchkuwa
Jõhvi	Jewe	Purtse	Purtze
Jäbara	Jabbaro	Päite	Peuthof
Järve	Türpsal	Pühajõe	Pühhajõggi
Kalvi	Pöddes	Püssi	Neu-Isenhof
Kannuka	Kannuka	Rannaküla	Rannakülla
Kestla	Kestla	Raudna	Raudna
Kohtla	Kochtel	Roodu	Roodu
Koljala	Koljala	Saka	Sackhof
Konju	Raustfer	Savala	Sawala
Koogu	Kook	Sillamäe	Sillamäggi
Kose	Kosse	Sompa	Sompäh
Kukeristi	Kuckers	Soppe	Soppe
Kukruse	Kuckers	Sõtke	Söttküll
S.-Kõrgküla	Gr.-Korkülla	Toila	Toila
V.-Kõrgküla	Kl.-Korkülla	Türsamäe	Türsel
Kääniku	Kännik	Uniküla	Unniküll
Künnapää	Künnapäh	Utria	Udrias
Laagna	Lagena	Uuemõisa	Uuemois
Lüganuse	Luggenhusen	Vaivaru	Waiwara
Maidli	Wrangelstein	Vaivina	Sophienhof
Mammusaare	Monplaisir	Valaste	Wallast
Martsa	Martz	Varja	Warjel
Meriküla	Merreküll	Voka	Chudleigh
Moldova	Moldowa		



Die Gruppierung und Verbreitung der Formentypen der nordostestländischen Küstentafellandes.

Massstab 1:200 000.

1 — der breite, ebene Strand; 2 — der schmale, unebene Strand; 3 — Blockstrand; 4 — das hohe, steile Kliff; 5 — das niedrigere, flachere Kliff; 6 — Tafelstufe; 7 — höhere, aufgewölbte Teile der Tafelfläche (Platten); 8 — niedrigere, eingesenkte Teile der Tafelfläche (Becken); 9 — die Stufenflächen; 10 — tiefes, gewundenes Sohlental; 11 — schmale, steilhängige Kerbtäler; 12 — Kleinkuppen und -rücken; 13 — Grosskuppen und -rücken; 14 — Karsthohlformen; 15 — die vom Menschen geschaffenen geschlossenen Hohlformen.



Abb. 1. Der schmale, schuttbedeckte Strand (Typus b) zwischen Oru
und Voka.

(Juli 1924.)



Abb. 2. Der Geröllstrand bei Toila (Übergangstypus zwischen a und b).
(Aug. 1925.)



Abb. 3. Sand- und Geröllstrand mit zahlreichen Wanderblöcken bei Perjatse
(Übergangstypus zwischen a und b).

(Aug. 1925.)



Abb. 4. Blockstrand bei Mammusaare (Typus e).

(Aug. 1925.)

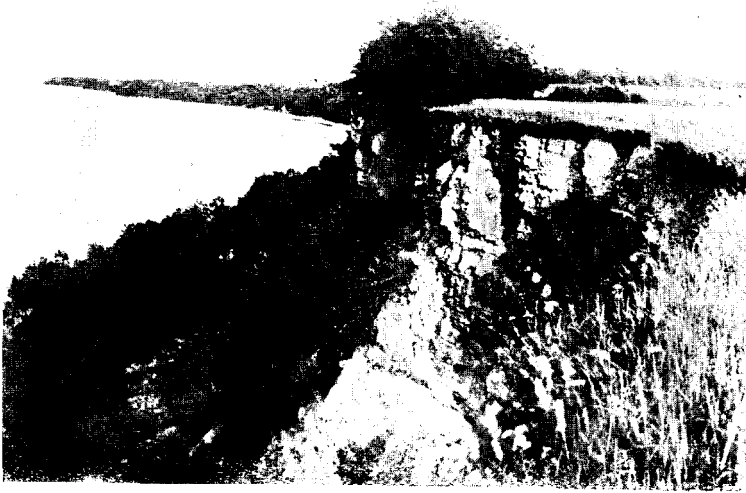


Abb. 5. Das hohe, steile Kliff bei Voka (Typus a).

(Aug. 1924.)

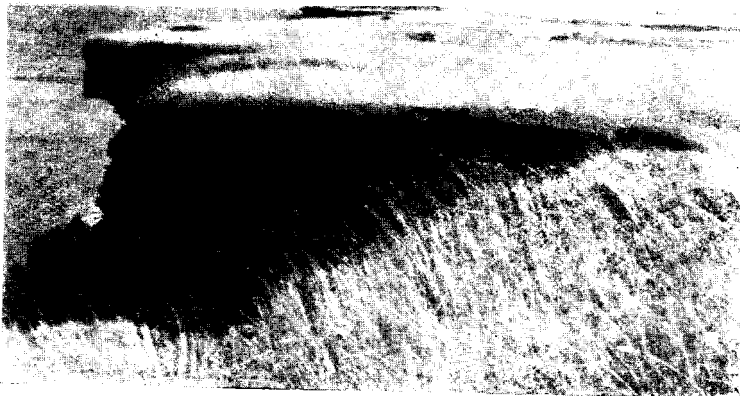


Abb. 6. Der zackige Verlauf des Kliffrandes bei Päite.

(Aug. 1924.)

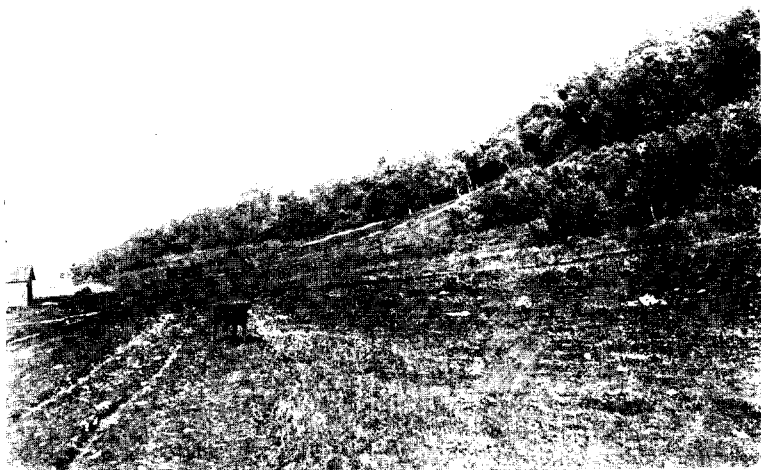


Abb. 7. Das flache, bewachsene Kliff bei Toila (Typus b).

(Juli 1924.)



Abb. 8. Das flache, niedrige Kliff bei Kannuka (Typus b).

(Aug. 1924.)

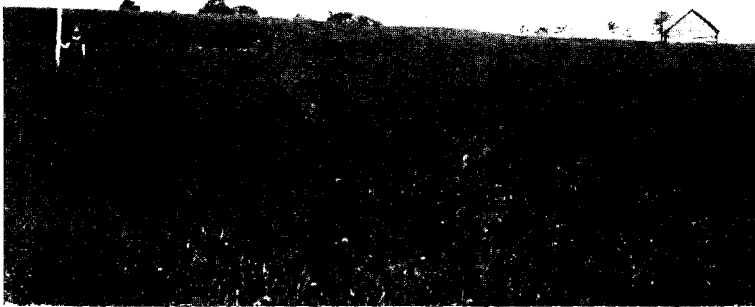


Abb. 9. Die niedrige, sanftgeböschte Tafelstufe bei Tolla.
Rechts — die Stufenfläche von Oru. (Juli 1924.)



Abb. 10. Der Grossrücken „Hiiemägi“ auf der Stufenfläche von Pirts.
Von SE aus gesehen. (Juni 1922.)



Abb. 11. Blick auf die ebene Tafelfläche und die Blauberge von Vaivaru,
von NE aus. (Aug. 1925.)



Abb. 12. Der flache Talgraben des Purtse-Flusses im südlichen Teil des
Gebietes, beim Dorf Savala. (Aug. 1924.)



Abb. 13. Entblösste Kliffwand bei Voka. Der obere, aus Kalksteinen bestehende und von Diaklasen durchsetzte Teil der Wand unterscheidet sich deutlich vom unteren, aus Sandstein und Schiefer bestehenden Teil.

(Aug. 1924.)



Abb. 14. Die Mündung des Pühajõgi. (Juli 1924.)



Abb. 15. Stufenartig abfallendes, trockenes Bett des Aluoja-Baches beim Gut Pühajõe. (Juli 1924.)

**EIN VERSUCH
DAS EMBACHHOCHWASSER IM
FRÜHLING FÜR TARTU (DORPAT)
VORHERZUBESTIMMEN**

VON

KARL FRISCH

TARTU-DORPAT 1926

C. Mattiesen, Dorpat.

In der vorliegenden Arbeit soll ein Versuch gemacht werden, das Frühlingshochwasser des Embachs bei Tartu (Dorpat) zu untersuchen und festzustellen, in welchem Masse eine Beziehung zwischen der erwähnten Erscheinung und den Niederschlagsmengen besteht, und mit welchem Resultate eine Vorhersage des Hochwassers sich ausführen liesse.

Zuerst erlaube ich mir einige Worte über die Ausführung der Beobachtungen des Wasserstandes vor auszuschicken.

Die Wasserstandsmessungen am Embach bei Tartu beginnen mit dem Jahre 1866. Es wurde an einem an der Steinbrücke befestigten Pegel aus Holz täglich um 13 Uhr die Wasserhöhe in cm abgelesen. Zur besseren Ablesung wird die Pegelskala jeden Frühling neu überstrichen. Leider sind die Ableesungen nur bei offenem Wasser täglich ausgeführt worden, während sie bei Eisbedeckung vollständig fehlen. Ausserdem leiden die ersten Jahrgänge an mehreren Unterbrechungen.

Als Marken des Pegels dienen in die Brückenmauer eingeschlagene Eisenklammern, an die der Pegel angeschraubt ist, und eine neben demselben befindliche Nivelliermarke des Stadtnivellements von 31.00 m Höhe. Der Nullpunkt des Pegels befindet sich um 32,6 m niedriger als die Höhenmarke an der Schwelle der Sternwarte, und damit nach dem Nivellement des Landeskulturbureaus im Jahre 1901 29,51 m über dem Nullpunkt des Kronstadter Pegels¹⁾.

Um über die Schwankungen des Wasserstandes am Embach eine Übersicht zu geben, sind in Tab. 1 die monatlichen Mittelwerte der Wasserhöhe von 1866—1924 aufgeführt. Weiter finden sich in derselben Tabelle die absoluten höchsten und niedrigsten Werte für denselben Zeitraum.

Zur Berechnung der erwähnten Mittelwerte dienten die in den Meteorologischen Beobachtungen des Observatoriums der

1) Meteorologische Beobachtungen, angestellt in Jurjew 1902.

Universität Tartu abgedruckten täglichen Wasserstandsmessungen und die 50-jährigen Mittelwerte derselben von 1866—1915¹⁾.

Tabelle 1.

	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Mittel . . .	139	193	169	122	98	81	70	68	86	95
Max. . . .	323	352	373	250	254	242	200	190	354	349
Min. . . .	37	30	44	24	16	—12	—10	—4	—2	5

Die Mittelwerte vom Dezember und März sind für den Dezember vom 1. bis zum 11. Tage, und für den März vom 21. bis zum 30. Tage berechnet, da in der Zwischenzeit der Fluss sich meist unter der Eisdecke befindet. Aus der Tabelle ersehen wir, dass der höchste mittlere Wasserstand im Frühling auf den Monat April fällt, der niedrigste dagegen auf den Oktober. In gleicher Weise sind auch die absoluten maximalen und minimalen Werte verteilt: die höchsten Werte fallen auf die Frühlingsmonate, die niedrigsten auf den Sommer.

Die extremen Höhen in der ganzen Beobachtungsperiode sind 373 cm am 6. Mai 1867 und — 12 cm am 23. August 1887, woraus die absolute Schwankung von 385 cm resultiert.

In der folgenden Tabelle 2 befinden sich die Angaben über die Wasserstände im Frühling, wo das Wasser über 275 cm stieg und somit die niedrig gelegenen Strassen der Stadt überschwemmte.

Tabelle 2.

Höhe in cm	Datum	Höhe in cm	Datum
373	6. V 1867	298	29. IV 1905
352	26. IV 1868	310	20. IV 1906
283	14. IV 1878	323	9. III 1912
315	30. IV 1879	278	20. IV 1915
299	9. IV 1886	306	23. IV 1917
289	21. IV 1897	300	20. IV 1919
343	19. IV 1899	339	1. V 1922
320	24. IV 1900	354	28. XI 1923
286	30. III 1903	346	24. IV 1924

1) Fünfzigjährige Mittelwerte aus den meteorologischen Beobachtungen 1866—1915 für Dorpat.

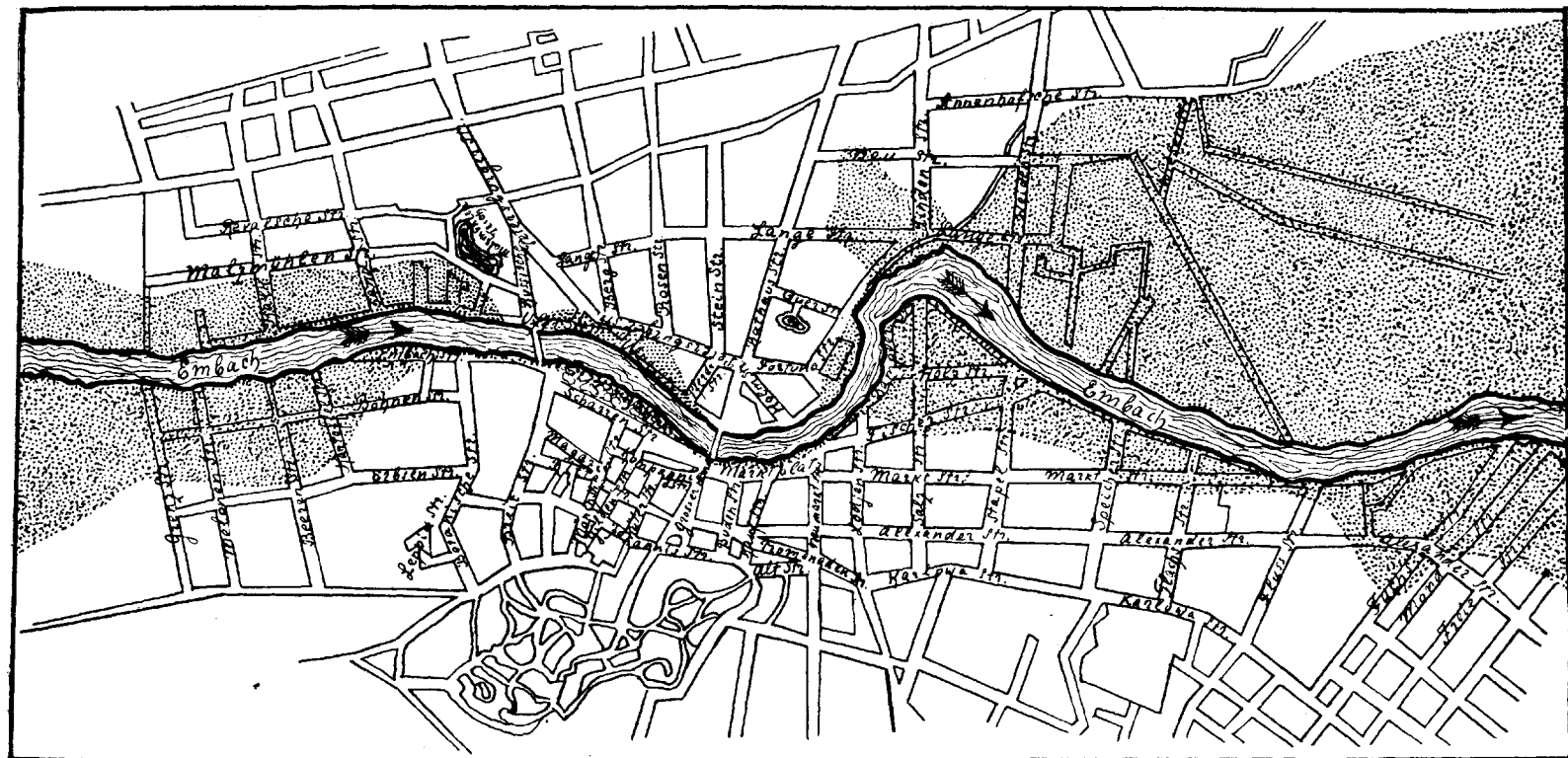


Fig. 1.

Eine Sondererscheinung bildet das Jahr 1923, wo der Embach eine bisher im Herbst (28. XI) nicht beobachtete Höhe von 354 cm aufwies.

Da die Flussufer grösstenteils flache Wiesen darstellen, sind sie und damit auch die niedrig gelegenen Strassen der Stadt beim Hochwasser unter Wasser. Zur Charakterisierung des Hochwassers sind auf der Stadtkarte von Tartu (siehe Fig. 1) die im Frühling 1924, wo die maximale Höhe bis zu 346 cm reichte, mit Wasser bedeckten Gebiete punktiert. Die Höhe des Wassers war in einigen Strassen verhältnismässig gross und erreichte an manchen Stellen über 1 m (Bohnenstrasse 1,5 m). Von den Faktoren, die auf die plötzliche Zunahme des Flusswassers im Frühling einwirken, sind in erster Linie die im Winter gefallenen Schneemengen des Zuflussgebietes zu nennen. Weiter kommt in Betracht die Witterung nach Aufgang des Flusses: ist sie andauernd warm und regenreich, so können die im Winter angesammelten Schneemengen in wenigen Tagen auftauen und dadurch die Wasserhöhe schnell ansteigen lassen, während bei entgegengesetzter Witterung das Schmelzen des Schnees langsam vor sich geht und dementsprechend eine geringe Zunahme des Flusswassers hervorruft. Leider haben die Schneehöhemessungen mit Ausnahme von Tartu in grösserer Anzahl erst im letzten Dezennium begonnen, weshalb wir in den folgenden Ausführungen uns nur mit den Schneehöhemessungen von Tartu befassen werden. Dieselben beginnen im Winter 1895/6 und sind die ganze Zeit ohne Unterbrechung fortgesetzt worden.

Ausser der Schneehöhe ist die Zunahme der Wasserhöhe im Frühling abhängig von dem Stande des Wassers beim Aufgang des Flusses. Ist das Wasser entsprechend hoch, so erfolgt die Zunahme nicht so stark, wie bei niedrigem Wasserstand, da in ersterem Falle infolge der flachen Ufer die Breite des Flusses stark zunimmt. Um den Zusammenhang zwischen der Schnee- und der Wasserhöhe beim Aufgang des Flusses einerseits und der Zunahme der Wasserhöhe anderseits zu veranschaulichen, sind in Fig. 2 die betreffenden Werte von 1896 bis 1925 graphisch dargestellt.

Es bedeutet die fette Linie die Zunahme des Wassers in cm von Aufgang des Flusses bis zum höchsten Wasserstand im Frühling, die ausgezogene Linie die Wasserhöhe beim Aufgang

des Flusses und die punktierte — die mittlere Schneehöhe in cm von zehn Tagen vor Aufgang des Flusses.

Leider sind die Schneehöhemessungen in Tartu nicht die ganze Zeit über an demselben Ort ausgeführt worden, sondern an verschiedenen Stellen, wo die Einwirkung des Windes recht verschieden war.

Um festzustellen, in welchem Masse sich die Beziehung zwischen den erwähnten Faktoren zu einer Vorhersage des Frühlingshochwassers verwenden lässt, nehmen wir einfachheits halber an, dass die Zunahme des Flusswassers in cm nach Aufgang eine lineare Funktion derselben ist, das heisst:

$$Z = A F + B S + C$$

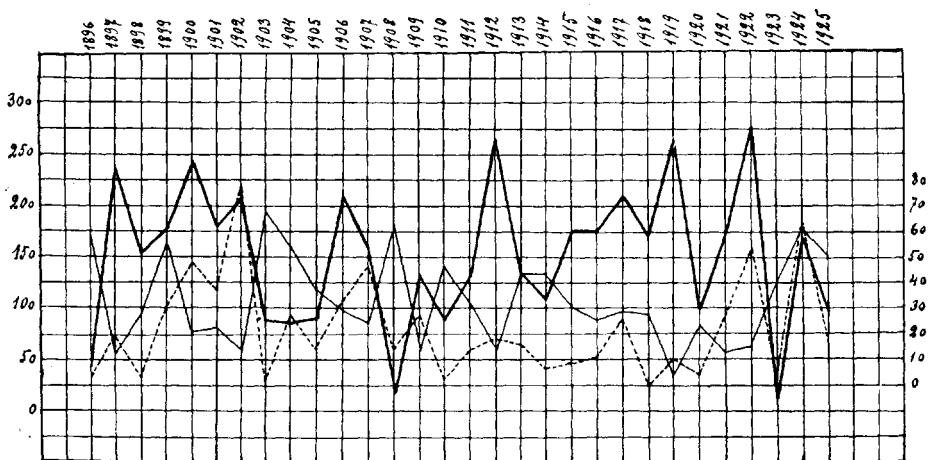


Fig. 2.

wo Z die Zunahme des Flusswassers in cm von Aufgang des Flusses bis zum höchsten Wasserstand im Frühling bedeutet, F die Wasserhöhe am Tage des Aufganges des Flusses, S das Mittel der Schneehöhe von 10 Tagen vor dem Aufgang des Flusses, und A , B , C die unbestimmten Koeffizienten.

Da die Schneehöhemessungen bis zum Winter 1895/96 zurückreichen und damit eine Beobachtungsperiode von 30 Jahren zur Verfügung steht, können wir nach der angeführten Formel 30 Gleichungen aufstellen, aus denen sich nach der Methode der kleinsten Quadrate die unbekannten Koeffizienten A , B , C

A V (1924). 1. E. Öpik. Photographic observations of the brightness of Neptune. Method and preliminary results. — 2. A. L ü ü s. Ergebnisse der Krüppelkinder-Statistik in Eesti. — 3. C. Schlossmann. Culture in vitro des protozoaires de l'intestin humain. — 4. H. Kaho. Über die physiologische Wirkung der Neutralsalze auf das Pflanzenplasma. — 5. Y. Kauko. Beiträge zur Kenntnis der Torfzersetzung und Vertorfung. — 6. A. Tamme kann. Eesti diktüoneema-kihi uurimine tema tekkimise, vana-duse ja levimise kohta. (Untersuchung des Dictyonema-Schiefers in Estland nach Entstehung, Alter und Verbreitung.) — 7. Y. Kauko. Zur Bestimmung des Vertorfungsgrades. — 8. N. Weiderpass. Eesti piparmündi-öli (Oleum menthae esthicum). (Das estnische Pfefferminzöl.)

A VI (1924). 1. H. Bekker. Mõned uued andmed Kukruse lademe stratigraafiast ja faunast. (Stratigraphical and paleontological supplements on the Kukruse stage of the Ordovician Rocks of Eesti (Estonia).) — 2. J. Wilip. Experimentelle Studien über die Bestimmung von Isothermen und kritischen Konstanten. — 3. J. Letzmann. Das Bewegungsfeld im Fuss einer fortschreitenden Wind- oder Wasserhose. — 4. H. Scupin. Die Grundlagen paläogeographischer Karten. — 5. E. Öpik. Photometric measures on the moon and the earth-shine. — 6. Y. Kauko. Über die Vertorfungswärme. — 7. Y. Kauko. Eigentümlichkeiten der H_2O - und CO_2 -Gehalte bei der unvollständigen Verbrennung. — 8. M. Tilzen und Y. Kauko. Die wirtschaftlichen Möglichkeiten der Anwendung von Spiritus als Brennstoff. — 9. M. Wittlich. Beitrag zur Untersuchung des Öles aus estländischem Ölschiefer. — 10. J. Wilip. Emergenzwinkel, Unstetigkeitsflächen, Laufzeit. — 11. H. Scupin. Zur Petroleumfrage in den baltischen Ländern. — 12. H. Richter. Zwei Grundgesetze (Funktion- und Strukturprinzip) der lebendigen Masse.

A VII (1925). 1. J. Vilms. Köhreglükogeeni püsivusest mõne-suguste glükogeeni vähendavate tegurite puhul. (Über die Stabilität des Knorpelglykogens unter verschiedenen das Glykogen zum Verschwinden bringenden Umständen.) — 2. E. Blessig. Ophthalmologische Bibliographie Russlands 1870—1920. Nachtrag. — 3. O. Kuriks. Trachoma Eestis (eriti Tartus) möödnud ajal ja praegu. (Das Trachom in Estland (insbesondere in Dorpat) einst und jetzt.) — 4. A. Brandt. Sexualität. Eine biologische Studie. — 5. M. Haltenberger. Gehört das Baltikum zu Ost-, Nord- oder zu Mitteleuropa? — 6. M. Haltenberger. Recent geographical work in Estonia.

A VIII (1925). 1. H. Jaakson. Sur certains types de systèmes d'équations linéaires à une infinité d'inconnues. Sur l'interpolation. — 2. K. Frisch. Die Temperaturabweichungen in Tartu (Dorpat) und ihre Bedeutung für die Witterungsprognose. — 3. O. Kuriks. Muntused leeprahaigete silmas Eesti leprosooriumide haigete läbivaatamise põhjal. (Die Lepra des Auges.) — 4. A. Paldrock. Die Senkungsreaktion und ihr praktischer Wert. — 5. A. Öpik. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse- (C_2 -) Stufe in Eesti. I. — 6. M. Wittlich. Einiges über den Schwefel im estländischen Ölschiefer (Kukersit)

und dessen Verschmelungsprodukten. — 7. H. Kaho. Orientierende Versuche über die stimulierende Wirkung einiger Salze auf das Wachstum der Getreidepflanzen. I.

B I (1921). 1. M. Vasmer. Studien zur albanesischen Wortforschung. I. — 2. A. v. Bulmerincq. Einleitung in das Buch des Propheten Maleachi. 1. — 3. M. Vasmer. Osteuropäische Ortsnamen. — 4. W. Anderson. Der Schwank von Kaiser und Abt bei den Minsker Juden. — 5. J. Bergman. Quaestiunculae Horatianae.

B II (1922). 1. J. Bergman. Aurelius Prudentius Clemens, der grösste christliche Dichter des Altertums. I. — 2. L. Kettunen. Lõunavepsa häälik-ajalugu. I. Konsonandid. (Südwepsische Lautgeschichte. I. Konsonantismus.) — 3. W. Wiget. Altgermanische Lautuntersuchungen.

B III (1922). 1. A. v. Bulmerincq. Einleitung in das Buch des Propheten Maleachi. 2. — 2. M. A. Курчинский (M. A. Kurtschinsky). Социальный законъ, случай и свобода. (Das soziale Gesetz, Zufall und Freiheit.) — 3. A. R. Cederberg. Die Erstlinge der estländischen Zeitungsliteratur. — 4. L. Kettunen. Lõunavepsa häälik-ajalugu. II. Vokaalid. (Südwepsische Lautgeschichte. II. Vokalismus.) — 5. E. Kieckers. Sprachwissenschaftliche Miscellen. [I.] — 6. A. M. Tallgren. Zur Archäologie Eestis. I.

B IV (1923). 1. E. Kieckers. Sprachwissenschaftliche Miscellen. II. — 2. A. v. Bulmerincq. Einleitung in das Buch des Propheten Maleachi. 3. — 3. W. Anderson. Nordasiatische Flutsagen. — 4. A. M. Tallgren. L'ethnographie préhistorique de la Russie du nord et des États Baltiques du nord. — 5. R. Gutmann. Eine unklare Stelle in der Oxforder Handschrift des Rolandsliedes.

B V (1924). 1. H. Mutschmann. Milton's eyesight and the chronology of his works. — 2. A. Pridik. Mut-em-wija, die Mutter Amenhotep's (Amenophis') III. — 3. A. Pridik. Der Mitregent des Königs Ptolemaios II Philadelphos. — 4. G. Süss. De Graecorum fabulis satyricis. — 5. A. Berendts und K. Grass. Flavius Josephus: Vom jüdischen Kriege, Buch I—IV, nach der slavischen Übersetzung deutsch herausgegeben und mit dem griechischen Text verglichen. I. Teil. — 6. H. Mutschmann. Studies concerning the origin of „Paradise Lost“.

B VI (1925). 1. A. Saareste. Leksikaalseist vahekordadest eesti murretes. I. Analüüs. (Du sectionnement lexicologique dans les patois estoniens. I. Analyse.) — 2. A. Bjerre. Zur Psychologie des Mordes.

B VII (1926). 1. A. v. Bulmerincq. Einleitung in das Buch des Propheten Maleachi. 4. — 2. W. Anderson. Der Charlifenmünzfund von Kochtel. (Mit Beiträgen von R. Vasmer.) — 3. J. Mägiste. Rosona (Eesti Ingeri) murde pööjooned. (Die Hauptzüge der Mundart von Rosona). — 4. M. A. Курчинский (M. A. Kurtschinsky). Европейский хаосъ. Экономическія послѣдствія великой войны. (Das europäische Chaos.)

B VIII (1926). **1.** A. M. Tallgren. Zur Archäologie Eestis. II. — **2.** H. Mutschmann. The secret of John Milton. — **3.** L. Kettunen. Untersuchung über die livische Sprache. I. Phonetische Einführung. Sprachproben.

TARTU ÜLIKOOLI TOIMETUSED ilmuvad kolmes seerias:

A: Mathematica, physica, medica. (Matemaatika-loodusteaduskonna, arstiteaduskonna, loomaarstiteaduskonna ja põllumajandusteaduskonna tööd.)

B: Humaniora. (Usuteaduskonna, filosoofiateaduskonna ja õigusteaduskonna tööd.)

C: Annales. (Aastaruanded.)

Ladu: Ülikooli Raamatukogus, Tartus.

LES PUBLICATIONS DE L'UNIVERSITÉ DE TARTU (DORPAT) se font en trois séries:

A: Mathematica, physica, medica. (Mathématiques, sciences naturelles, médecine, sciences vétérinaires, agronomie.)

B: Humaniora. (Théologie, philosophie, philologie, histoire, jurisprudence.)

C: Annales.

Dépôt: La Bibliothèque de l'Université de Tartu, Esthonie.
